

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME I

N° 6

P. 551-634.

Publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, 6°

1959

MAI 1960

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivaut à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 % les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 % les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisations 1960 : 35 NF (3 500 fr). Étranger : 40 NF (4 000 fr).

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

Du nouveau sur l'âge des tufs volcaniques du Pays niçois

par Jacques BOURCART, Yolande LE CALVEZ et Michel SIFFRE ¹.

Sommaire. — L'âge des tufs volcaniques, dont des lambeaux sont conservés d'Antibes à Monaco, a fait l'objet de nombreuses discussions : Miocène supérieur ou Pliocène.

Des sondages effectués sur l'extrémité niçoise du trajet de l'autostrade de la Côte d'Azur montrent que les tufs des Aspres de Biot reposent tantôt sur des marnes bleues de l'Éocène supérieur (non reconnues auparavant), tantôt sur le Plaisancien typique qui remplit des dépressions creusées dans les marnes éocènes.

Toute une série de lambeaux de tufs cinéritiques sont conservés dans le Pays niçois : au cap d'Antibes, dans les collines appelées les Aspres de Biot et sur le plateau de Roquefort, dans la vallée du Var et au cap d'Ail. Il s'agit de cinérites stratifiées, contenant parfois en abondance des blocs anguleux de laves recuites. Celles-ci appartiennent à la même famille, mais vont de roches presque leucocrates à des roches très foncées. Il s'agit, comme pensait déjà Léon Bertrand, de matériaux lancés par un très grand volcan sous-marin. Cette hypothèse a été prouvée par la découverte d'Emiliani, lors de l'excursion de l'Inqua, de Foraminifères marins (Miliolides) dans la masse cinéritique du cap d'Ail, où l'on récolte aussi des graviers de quartz et de calcaire oolithique silicifié (absolument inconnus sur la côte).

Ces tufs sont supposés burdigaliens sur la feuille de Nice (2^e éd. ²) par L. Bertrand. Cette assimilation est due au fait que des laves basaltiques « passent » (en réalité sont intercalées) aux molasses de Tourettes-sur-Loup. Cette opinion est encore celle de A. F. de Lapparent [1938, p. 137] qui, après Pothier, décrit à Sainte-Colombe, près de Vence, des marnes contenant des blocs d'andésite augitique altérée, au-dessus de marnes blanches ou grises du Miocène. Nous avons revu, avec Gohau et Veslin, cette coupe : les marnes sont en réalité des limons jaunes, contenant, outre quelques rares galets de ces laves et de molasse, de très nombreux graviers altérés de quartz du type de ceux des sables de Saint-Antonin (Oligocène).

Dans les diverses notes que l'un de nous (J. Bourcart) a publiées, soit isolément, soit en

collaboration avec F. Ottmann [1954], nous avons admis que les tufs volcaniques qui remplissent manifestement les creux d'une topographie pos-tmiocène seraient essentiellement pliocènes.

M. L. Ginsburg [1956] s'est élevé contre cette opinion. Nous avons (J. B. et M. S.) recherché les faits qu'il invoque :

1) à La Colle-sur-Loup, ravin de la Tuillière, nous avons vainement cherché « reposant sur 20 m de conglomérats andésitiques, la molasse burdigalienne. Cette molasse contient un banc de *Chlamys rotundata* Lmk » [Ginsburg, 1956, p. 163]. Nous n'avons vu que des marnes bleues nummulitiques surmontées de limons quaternaires qui, d'ailleurs, contiennent des galets fossilifères de molasse ;

2) les calcaires à Amphistégines de Biot sont bien plaqués sur le basalte, mais ce sont des formations coralligènes de plateaux sous-marins. Nous ne saurions en déduire que les reliefs des tufs aient été modelés au Pontien ;

3) sur la rive droite de la Brague, « au bas d'une petite route qui monte au château de Funel, une coupe montre ces mêmes conglomérats andésitiques nettement chevauchés par le « Nummulitique marin ». Nous avons cru voir les tufs remplissant un petit ravin creusé dans le calcaire nummulitique.

Mais les sondages (fig. 1 à 3), qui ont été faits comme reconnaissance de l'autostrade Puget-sur-Argens-Nice, fournissent un bien meilleur argu-

1. Note présentée à la séance du 6 avril 1959.

2. Dans la 1^{re} édition, Léon Bertrand admettait qu'ils pouvaient remonter jusqu'au Pliocène ou au Quaternaire.

ment : sur les pentes des Aspres, descendant vers les Beaumettes, les sondages 1 à 8 ont traversé d'abord les tufs ; puis, par l'intermédiaire d'une

zone rubéfiée, des marnes bleues contenant une très riche faune (tabl. 1) de l'Éocène très supérieur (le sondage 2 se maintient dans ces marnes).

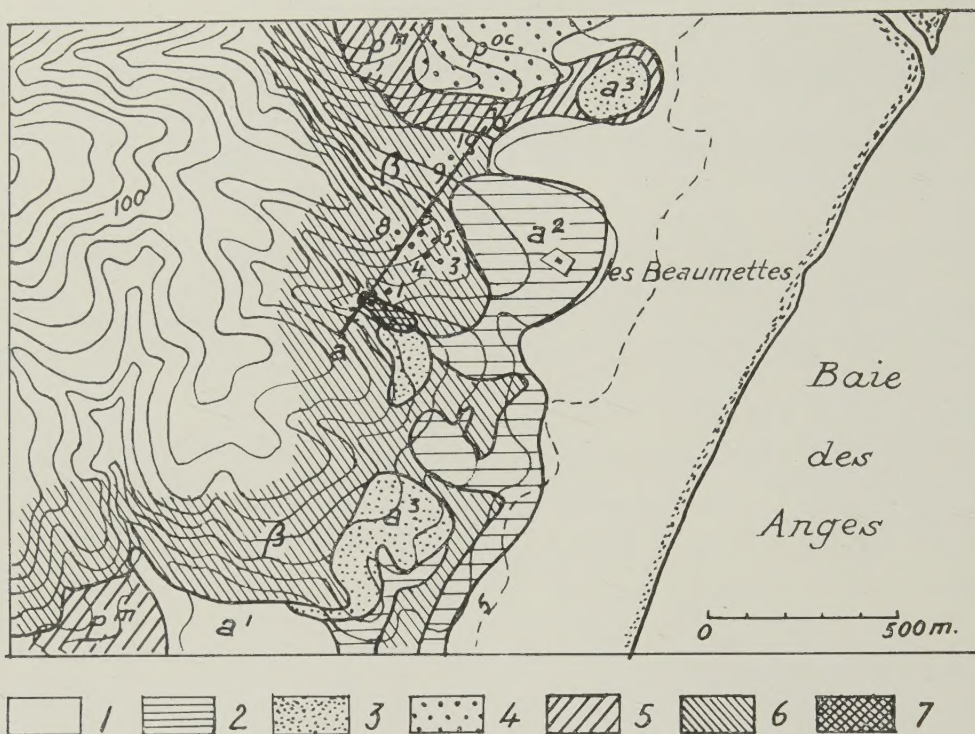


FIG. 1. — Carte de l'arrivée de l'autostrade Puget-Nice, sur le bord des Aspres de Villeneuve-Loubet.

1 : Quaternaire récent ; 2 : cailloutis marins ; 3 : limons rouges ; 4 : conglomérats ; 5 : marnes bleues *pliocènes* ; 6 : tufs volcaniques ; 7 : marnes grises *éocènes*.

Les échantillons des sondages 3 et 4 (fond et contact), 5, 6 et 7 présentent une faune très analogue, plus ou moins riche en formes pélagiques, mais contenant quelques genres et espèces carac-

téristiques d'un Éocène très supérieur parmi lesquelles : *Coleites reticulosus* PLUMMER, *Hantkenina*, *Plectofrondicularia tenuissima*. Il s'agit donc d'une formation éocène très supérieure.

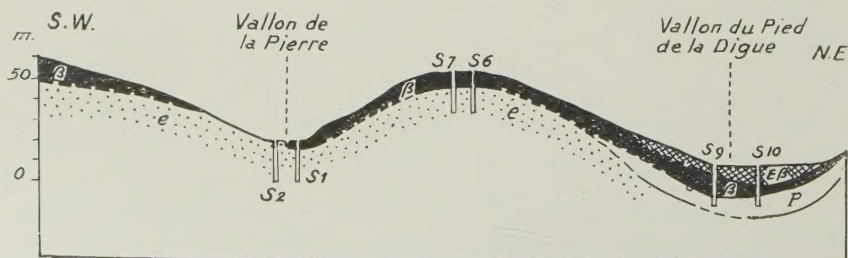


FIG. 2. — Coupe du bord des Aspres suivant a-b.

Même légende que fig. 3.

Cet Éocène, qui n'existe pas sur la carte, est assez différent de celui de La Colle-sur-Loup (chemin de Le Piol à La Tuillière), où on a déterminé (Y. L. C.) :

DESCENTE DE LA COLLE AU LOUP, Éocène supérieur : *Vulvulina colei*, *Globigerina inflata*, *Bulimina tarda*, *Anomalina bilateralis*, *Marginula* sp., *Dorothia* cf. *subglabra*.

LE PRIOL (entre la Gaude et Villeneuve), Pliocène : *Bolivina alata*, *Planulina ariminensis*, *Cibicides lobatulus*, *Siphonina plano-convexa*, *Uvigerina rutila*, *Nonion pompilioides*, *Eponides frigidus* var. *granulosus*, *Globigerina bulloides*, *Cassidulina crassa*.

Mais les sondages 9 et 10 sont très différents : ils admettent tous les deux dans la traversée des tufs des intercalations de marnes grises et, sous ces tufs, rencontrent des marnes gris-bleu contenant une microfaune très différente, certainement plaisancienne (tabl. 1, colonne 10).

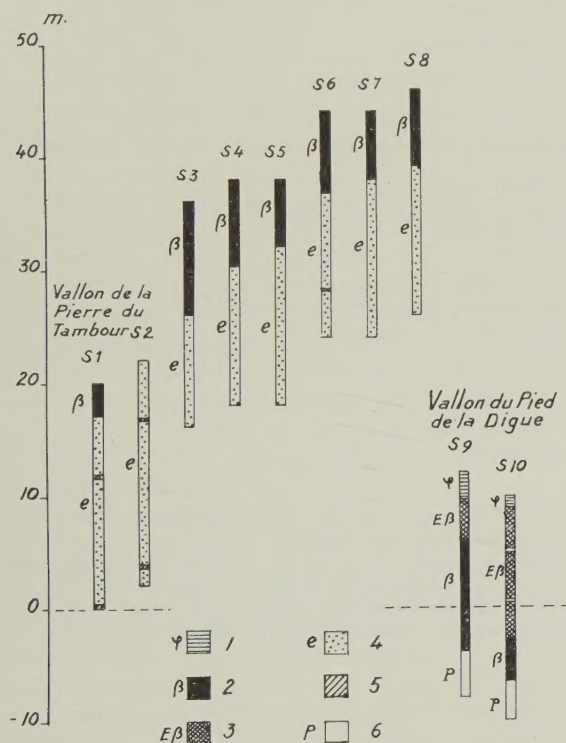


FIG. 3. — Sondages de l'autostade.

1 : Quaternaire récent ; 2 : tufs volcaniques ; 3 : éboulis tufs ; 4 : marne grise éocène ; 5 : passage gréseux dans l'Éocène ; 6 : marne pliocène.

Nous sommes donc obligés d'admettre que les tufs volcaniques sont intercalés dans la série plaisancienne. Il devient alors beaucoup plus facile d'expliquer qu'ils soient engagés dans la

vallée post-miocène du Var. Au lieu d'avoir été sculptés au Pontien, comme le pense M. Ginsburg, ils remblaient tous les creux : les vallées et cuvettes.

Bien entendu, cette conclusion ne s'applique pas aux laves de Tourette-sur-Loup, intercalées dans la molasse miocène.

FAUNE	SONDAGES						
	3	4	4 con- tact	5	6	7	10
VALVULINIDAE :							
<i>Tritaxilina pupa</i> (GÜMBEL).....	+				+	+	
<i>Dorothia eocenica</i> CUSHM.....				+	+		
<i>D. gibbosa</i> (D'ORB.)							+
<i>Plectina oecenica</i> CUSHM.				+	+	+	
<i>Listerella communis</i> (D'ORB.)					+	+	+
<i>Liebusella</i> sp.		+		+			
<i>Karriella</i> cf. <i>calva</i> CUSHM.....	+						
VERNEULINIDAE :							
<i>Clavulinoides szabo</i> (HANT.)					+		
TEXTULARIIDAE :							
<i>Spiroplectammina</i> sp.				+	+	+	
<i>Vulvulina pennatula</i> BATSCH				+			
LAGENIDAE :							
<i>Marginulina fragaria</i> GÜMBEL ...	+	+	+	+	+		
<i>M. eocenica</i> FRANKE.....					+		
<i>M. behmi</i> (REUSS)						+	
<i>Marginulinopsis infra compressa</i> THAL.....						+	
<i>Robulus cultratus</i> MONTFORT	+	+			+		+
<i>R. sp.</i>		+			+		
<i>R. calcar</i> (D'ORB.)							+
<i>R. cf. submamilligerus</i> (CUSHM.) ..							+
<i>Planularia</i> sp.			+				
<i>Lenticulina imperatoria</i> (D'ORB.) ..							+
<i>Marginulina costata</i> BATSCH							+
<i>M. sp.</i>				+			
<i>Nodosaria longiscata</i> D'ORB.....		+					
BULIMINIDAE :							
<i>Uvigerina eocena</i> GÜMBEL	+				+	+	
<i>U. cubana</i> PALMER et BERM.		+	+	+			
<i>U. sp.</i>							+
<i>Bolivina</i> cf. <i>tectiformis</i> CUSHM.	+	+	+	+			
<i>B. budensis</i> HANTK.....	+	+	+	+			
<i>B. semistriata</i> HANTK.....		+		+	+	+	
<i>Bulimina</i> sp.	+						
<i>B. cf. pupoides</i> D'ORB.					+		+
<i>Entosolenia carinata</i> (REUSS)	+						
<i>E. sp.</i>	+						
<i>Siphonodosaria crassisepta</i> (HAL- HYARD).....		+			+	+	
<i>S. adolphina</i> (D'ORB.).....	+	+	+	+	+	+	
<i>Bitubulogenerina aspera</i> (TERQUEM)			+				
ROTALIIDAE :							
<i>Gyroidina soldanii</i> D'ORB.	+	+			+	+	
<i>Discorbis</i> sp.					+		
<i>Valvulineria complanata</i> (D'ORB.) .							+

FAUNE	SONDAGES							FAUNE	SONDAGES						
	3	4	4 con- tacl	5	6	7	10		3	4	4 con- tacl	5	6	7	10
<i>V. subconica</i> (TERQ.)		+	+		+			POLYMORPHINIDAE :							
<i>V. sp.</i>							+	<i>Dimorphina tuberosa</i> (D'ORB.).....							+
<i>Lamarckina scabra</i> (BRADY)							+	<i>Glandulina laevigata</i> D'ORB.	+	+		+		+	
<i>Coleites reticulosus</i> (PLUMMER).....					+	+		<i>Guttulina irregularis</i> D'ORB.			+				
<i>Epistomina elegans</i> (D'ORB.)							+	NONIONIDAE :							
<i>Siphonina plano-convexa</i> SILV.....							+	<i>Elphidium crispum</i> L.							+
<i>Eponides umbonatus</i> REUSS var.								<i>Nonion boueanum</i> D'ORB.....							+
<i>stellatus</i> (SILV.)	+	+						AMPHISTEGINIDAE :							
<i>E. haidingeri</i> (D'ORB.).....							+	<i>Asterigerina cf. campanella</i> (GÜMBEL)			+	+	+	+	
<i>Rotalia punctato-granosa</i> SEG.							+	<i>A. sp.</i>		+	+			+	
ANOMALINIDAE :								HANTKENINIDAE :							
<i>Planulina ariminensis</i> D'ORB.....							+	<i>Hantkenina cf. dumblei</i> HOWE et WALLACE)					+	+	
<i>P. damesini</i> SACAL et DEBOURLE. .					+			CASSIDULINIDAE :							
<i>P. cf. marialana</i> HADLEY						+		<i>Cassidulina delicata</i> CUSHM.....		+	+			+	
<i>Cibicides sp.</i>							+	GLOBOROTALIIDAE :							
<i>Queraltina sp.</i>				+				<i>Globorotalia crassata</i> CUSHM.	+	+	+	+			
<i>Anomalina grosserugosa</i> GÜMBEL..	+		+	+		+		HETEROHELICIDAE :							
MILIOLIDAE :								<i>Plectofrondicularia cf. tenuissima</i> (HANTKEN)	+	+	+				
<i>Sigmoilina celata</i> (COSTA)							+	ELLIPSOIDINIDAE :							
<i>Spiroloculina canaliculata</i> D'ORB..							+	<i>Pleurostomella alternans</i> SCHWAGER		+					
<i>Triloculina trigonula</i> (LMK).....	+							<i>Nodosarella sp.</i>			+				
GLOBIGERINIDAE :															
<i>Orbulina universa</i> D'ORB.....							+								
<i>Globigerina bulloides</i> D'ORB.	+	+	+	+		+									
<i>G. triloba</i> REUSS.....	+	+				+									
<i>G. sp.</i>	+	+	+	+											
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (BRADY)							+								
<i>Globigerinella equilateralis</i> (BRADY)							+								

Ouvrages cités.

- BOURCART J. et OTTMANN F. (1954). — Pliocène et Quaternaire des feuilles de Nice et Antibes au 50 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, C. R. Coll. 1953, t. LII, n° 241, p. 321-322.
- GINSBURG L. (1956). — Sur l'âge des conglomérats andé-

sitiques du S des Alpes-Maritimes. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 162-163.

- LAPPARENT A. F. DE (1938). — Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. Thèse, Paris, *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XL, n° 198, cf. p. 137.

Granites et synclinaux paléozoïques entre Alençon et Mayenne

par Maurice-Jacques GRAINDOR¹.

Sommaire. — Entre Alençon et Mayenne s'étend une bande de granites écrasés passant à de véritables mylonites. Ceux-ci, sauf la granulite d'Alençon, sont vraisemblablement pour la plupart d'âge antérieur à la transgression cambrienne ; en tout cas, dans la région étudiée, ils ne métamorphisent pas les sédiments paléozoïques. Les synclinaux compris entre Alençon et Mayenne sont affectés par d'importants mouvements tangentiels que mettent en évidence les coupes en série accompagnant cette étude. L'existence d'importants mouvements dus à la phase sudète des mouvements hercyniens est mise en évidence une nouvelle fois.

I. Aspects du problème.

Les synclinaux paléozoïques qui se succèdent d'Est en Ouest, entre Alençon et Mayenne, étaient considérés par A. Bigot et D. Oehlert [1898] comme appartenant à une seule et même unité : les massifs d'Hesloup et de Pail (les synclinaux de Saint-Léonard-des-Bois et de Villaines-la-Juhel ne formant qu'un synclinal unique que l'érosion, très importante, aurait tronçonné en un certain nombre de « cuvettes »). Ce synclinal se terminerait vers l'Est par une digitation dont une branche aboutirait au massif d'Hesloup, et l'autre, plus au Nord, se relierait par la forêt d'Ecouvès au synclinal de Domfront-Bagnoles-de-l'Orne.

Au S du synclinal de Villaines-la-Juhel, entre les massifs de Pail et d'Hesloup, les auteurs de la carte géologique au 80 000^e, A. Bigot (f. Alençon) et D. Oehlert (f. Mayenne), ont cartographié des formations du Briovérien, très métamorphiques, d'un métamorphisme différent de celui que l'on rencontre dans les auréoles périphériques des granites : le premier les appelle schistes granulitisés, et le second y voit des schistes granitisés, notant, en outre, les caractères particuliers des granites de Marcillé-Champgénéteux et de Saint-Céneri qui les différencient du granite du type classique de Vire que l'on rencontre à Oisseau (granite de Fougères).

La constitution du massif antécambrien, avec ses granites et ses formations sédimentaires du Briovérien, dont j'avais souligné l'importance dans la sédimentation exceptionnellement riche en feldspaths des formations paléozoïques trans-

gressives sur le Précambrien [Graindor, 1953, 1957], m'avait incité à étudier les roches métamorphiques ($x\gamma_1$, $x\gamma_1s$) et les granites (γ_1x , γ_1xs , $\gamma_1\gamma^1$) situés entre Alençon et Mayenne. Or je n'ai rencontré dans ces formations que des roches écrasées ; R. Giret [1944] a montré l'existence de mylonites et granites écrasés dans la bordure nord du massif granitique de Mayenne.

L'intensité de l'écrasement varie de manière très sensible d'un point à un autre, il est toutefois possible d'établir une répartition en zones ; comme je l'indiquerai à la suite de mes observations, il y a un maximum au N de la zone écrasée, avec décroissement vers le Sud. L'existence de tels phénomènes d'écrasement marque indubitablement que d'importants mouvements les ont produits, mais, pour en déduire les caractères tectoniques de la région, il faut d'autres arguments sous peine de se tromper : ainsi en est-il de Giret qui a suivi l'opinion d'Oehlert sur le rôle de déplacement du Sud au Nord produisant cet écrasement. Pourtant, à maintes reprises, R. Giret a observé la schistosité, si importante, à pendage nord ne dépassant jamais 45°, pouvant même s'abaisser jusqu'à 25 ou 20°, schistosité liée, comme on le verra, aux mouvements qui ont produit les écailles.

Les arguments décisifs doivent découler d'une image spatiale découlant de coupes précises. Ces coupes permettent d'interpréter un certain nombre de faits : la dissymétrie des synclinaux

1. Note présentée à la séance du 6 avril 1959.

paléozoïques, les décrochements, déjà observés par la plupart des auteurs (Oehlert, Vandernotte, Giret), la position stratigraphique des roches volcaniques, cambriennes pour A. Bigot et D. Oehlert, l'existence de niveaux fortement pincés.

La dissymétrie des synclinaux est, en partie, d'origine stratigraphique : la lenteur de la transgression cambrienne qui n'arrive à recouvrir le socle précambrien dans sa totalité qu'à l'Ordovicien, notion mise en évidence pour la première fois par A. Bigot [1904], a pour conséquence de donner un Cambrien de plus en plus épais suivant l'éloignement de la région de Mortain-Domfront. A l'extrémité occidentale du synclinal de Villaines-la-Juhel, Oehlert a noté [1895] que l'Ordovicien est transgressif sur le Cambrien ; R. Giret [1944] a montré qu'il n'y a pas de lacune de sédimentation, comme pouvait le laisser supposer la carte, mais la représentation figurée par Oehlert, replacée dans le contexte régional et les travaux de cet auteur, ne le laissait pas supposer. Nous rencontrons là une des difficultés éprouvées par les rédacteurs des cartes géologiques de ces régions pour représenter à la fois un faciès de transgression et un niveau stratigraphique ; si des nuances de couleurs, avec une surcharge marquant le caractère pétrographique des formations transgressives, étaient employées pour chaque niveau du Cambrien, il n'y aurait aucune méprise pour le lecteur, mais on voit les problèmes difficiles que cela offrirait pour la réalisation matérielle. La dissymétrie des synclinaux n'est cependant pas due uniquement aux variations d'épaisseur du Cambrien : il existe une poussée du Nord vers le Sud, à laquelle est liée l'existence de la zone mylonitisée qui engendre une série de contacts anormaux comme le montrent les coupes (fig. 1).

Les décrochements sont évidents à la lecture

de la carte ; dans les régions où ils produisent d'importantes torsions, comme par exemple au N d'Averton et de Gesvres, on constate l'existence d'une zone fortement pincée. Bien que son dessin n'en soit pas tout à fait exact (les corrections que j'ai pu faire montrent que le Briovérien supérieur y affleure), c'est déjà là un argument qui mérite de retenir l'attention et qui prend toute sa signification avec les coupes que je propose.

Enfin un dernier point me préoccupait concernant le complexe de roches volcaniques que Bigot et Oehlert considéraient comme interstratifiées dans le Cambrien. En ce qui concerne les rhyolites du Bouillon (au NW d'Alençon) j'ai montré antérieurement [Graindor, 1958] qu'il n'y avait pas lieu de faire une distinction entre les poudingues pourprés (Sp) et les « grès feldspathiques » (Sag) comme l'indique la carte ; ce sont deux faciès pétrographiques, avec passage latéral, d'une formation stratigraphiquement de même âge, la transgression atteignant en ce point le môle précambrien surélevé au Cambrien supérieur. D'ailleurs A. Bigot (légende de la feuille géologique) reconnaissait la présence dans les arkoses et les galets d'éléments provenant des rhyolites sous-jacentes. Des recherches plus au Sud, entre Averton et Saint-Léonard-des-Bois — où le complexe éruptif est abondamment représenté et le Cambrien constitué par une série assez complète (les calcaires magnésiens existent sur le flanc sud du synclinal de Saint-Léonard-des-Bois) — ont montré que les galets du poudingue cambrien sont, à la Prisonnière, au NW de Saint-Léonard-des-Bois, formés en une très grande proportion par des galets de roches du complexe volcanique [Graindor et Roblot, 1959] ; ce nouvel argument vient corroborer l'interprétation des coupes figurées ici (fig. 1).

II. Les roches écrasées.

L. Vandernotte [1913] et L. Berthois [1935], qui ont étudié les roches éruptives de cette région, ont souligné dans leurs études pétrographiques l'importance des phénomènes mécaniques qui les affectent. Ces roches se rencontrent dans deux régions, l'une à l'Ouest entre Villaines-la-Juhel et Mayenne où R. Giret [1944] a le premier reconnu l'existence de véritables mylonites, l'autre à l'Est, dans le triangle compris entre le massif d'Hesloup, le granite de Saint-Pierre-des-Nids et le massif de Pail.

Bien que R. Giret ait donné une description pétrographique sommaire des granites écrasés de la bordure nord du massif granitique de Mayenne, on retrouvera ici des descriptions très courtes des mêmes roches, soit qu'elles apportent des précisions pétrographiques, soit qu'elles montrent une certaine différenciation entre les granites ; pour le reste, il s'agit de faits inédits.

Comme je l'ai mentionné ci-dessus, il y a des degrés dans l'intensité de l'écrasement des roches : les unes ont été seulement broyées, d'autres

laminées après écrasement ; parfois on observe une tendance au microplissement ; d'autres enfin sont puissamment laminées, les éléments écrasés se répartissent suivant une structure franchement mylonitique.

Dans le premier cas, on observe des grains de quartz fissurés, à extinction onduleuse, des feldspaths brisés, les micas formant une pâte qui s'injecte autour des cristaux broyés ; mais il n'y a pas de déplacement relatif notable.

Dans le second cas, les lamelles hémitropes des feldspaths sont plus ou moins arquées ou cisailées, le quartz est à extinction onduleuse et les plages éteintes forment des bandes sensiblement parallèles, les autres éléments moins résistants prennent une structure fluidale soulignant le plissement lorsqu'il se produit. A un degré plus poussé, une structure franchement mylonitique apparaît où flottent des éléments de structure élastique de quartz, de feldspath, rarement de mica, ce dernier ne se trouvant que dans un stade d'écrasement moindre.

Enfin, dans le cas extrême, les quartz qui subsistent montrent un étirement avec une orientation constante des extinctions parallèles entre elles, qui tendent à devenir plus ou moins parallèles à la direction générale de la schistosité observée dans la roche. Le quartz de néoformation, qui apparaît dans la plupart des cas soit qu'il remplisse les fissures des cristaux cisailés, broyés ou disloqués, soit qu'il forme des filonets, prend dans le cas de laminage intense une structure étirée, et les grains eux-mêmes ont une extinction onduleuse et orientée. La présence du quartz secondaire paraît bien être en relation avec les effets dynamiques : ceci doit être souligné car nous ne pensons pas pouvoir suivre les conclusions de Vandernotte qui voit, dans la présence de quartz secondaire dans les quartzites ordoviciens, une preuve de l'action métamorphique du granite au contact [Vandernotte, 1913, p. 23].

Les préparations assez nombreuses que j'ai étudiées au microscope montrent l'existence de plusieurs types de roches cristallines qui seront étudiées suivant un ordre géographique d'Ouest en Est.

1. GRANITE DE MAYENNE. — Le premier granite rencontré est un granite écrasé et laminé, mais incomparablement moins que celui que nous rencontrons à La Chapelle-au-Riboul. Ce granite appartient au massif de Deux-Evailles qui, pour L. Vandernotte [1913], « répond au type classique de Vire ; c'est une roche grenue, grisâtre, presque exclusivement composée de quartz, orthose et

mica noir, en proportions à peu près égales ». L. Berthois [1935] a admis cette interprétation. Pourtant, je ne trouve pas à Sainte-Beaudelle, c'est-à-dire au N du massif de Deux-Evailles dans le prolongement de la zone mylonitisée Alençon-Mayenne, les caractères du granite de Vire. J'y ai cherché l'orthose et n'ai trouvé qu'un feldspath extrêmement altéré, donc difficilement identifiable, sans aucune extinction droite. Par contre, il y a de la perthite et de l'albite, beaucoup d'oligoclase ; l'altération des feldspaths donne une zoïsité abondante, ce qui laisse à penser que les feldspaths sont assez potassiques ; quelques plagioclases, moins altérés, sont du type oligoclase-andésine. Je n'ai pas reconnu l'anorthose avec certitude, mais L. Vandernotte l'a signalée à Sainte-Beaudelle. Le mica est un mica noir flexueux, étiré entre les cristaux de quartz et de feldspath, il y a parfois association avec un mica blanc. On trouve du quartz de néoformation, microgrenu, et la structure pegmatitique s'observe comme s'il y avait tendance à la pegmatisation, caractère retrouvé avec une certaine constance dans les granites entre Alençon et Mayenne. On doit noter, outre la présence de zoïsité (clinozoïsité), celle de l'apatite et surtout du zircon ; on rencontre aussi du grenat (grossulaire). Vandernotte a signalé la cordiérite dans ce même granite de Deux-Evailles.

2. MYLONITES DE LA CHAPELLE-AU-RIBOUL.

— En progressant vers l'Est, on aborde les roches écrasées de La Chapelle-au-Riboul. Comme le granite de Sainte-Beaudelle dont les auteurs ont, à la suite de D. Oehlert, noté l'apparence gneissique ($\gamma_1 x$), cette structure d'aspect « gneissique » s'étend, sur plusieurs kilomètres, entre le synclinal de Villaines-la-Juhel et le granite d'Izé sur les territoires de Loupfougères, Boulay, et La Chapelle-au-Riboul. Le quartz y est disposé entre les minces feuillets verdâtres de la roche, d'où l'évocation d'un gneiss. Mais en lame mince, on constate qu'il s'agit d'une roche très écrasée, passant à de véritables mylonites. Le pourcentage des produits totalement écrasés et formant des lits phylliteux dépasse 60 % dans l'ensemble des préparations. L'orientation constante de la schistosité assez oblique, que l'on voit bien sur le terrain, et qui donne à la roche granitique son allure écaillée, est affectée d'un pendage ne dépassant jamais 40° vers le Nord ; on la retrouve dans les lames minces avec les caractères signalés ci-dessus pour les roches écrasées et laminées.

Localement toutefois subsistent quelques cristaux de quartz et d'orthose albitisée. Les plagio-

GRANITES ET SYNCLINAUX PALÉOZOÏQUES ENTRE ALENÇON ET MAYENNE

S

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 Km.

N

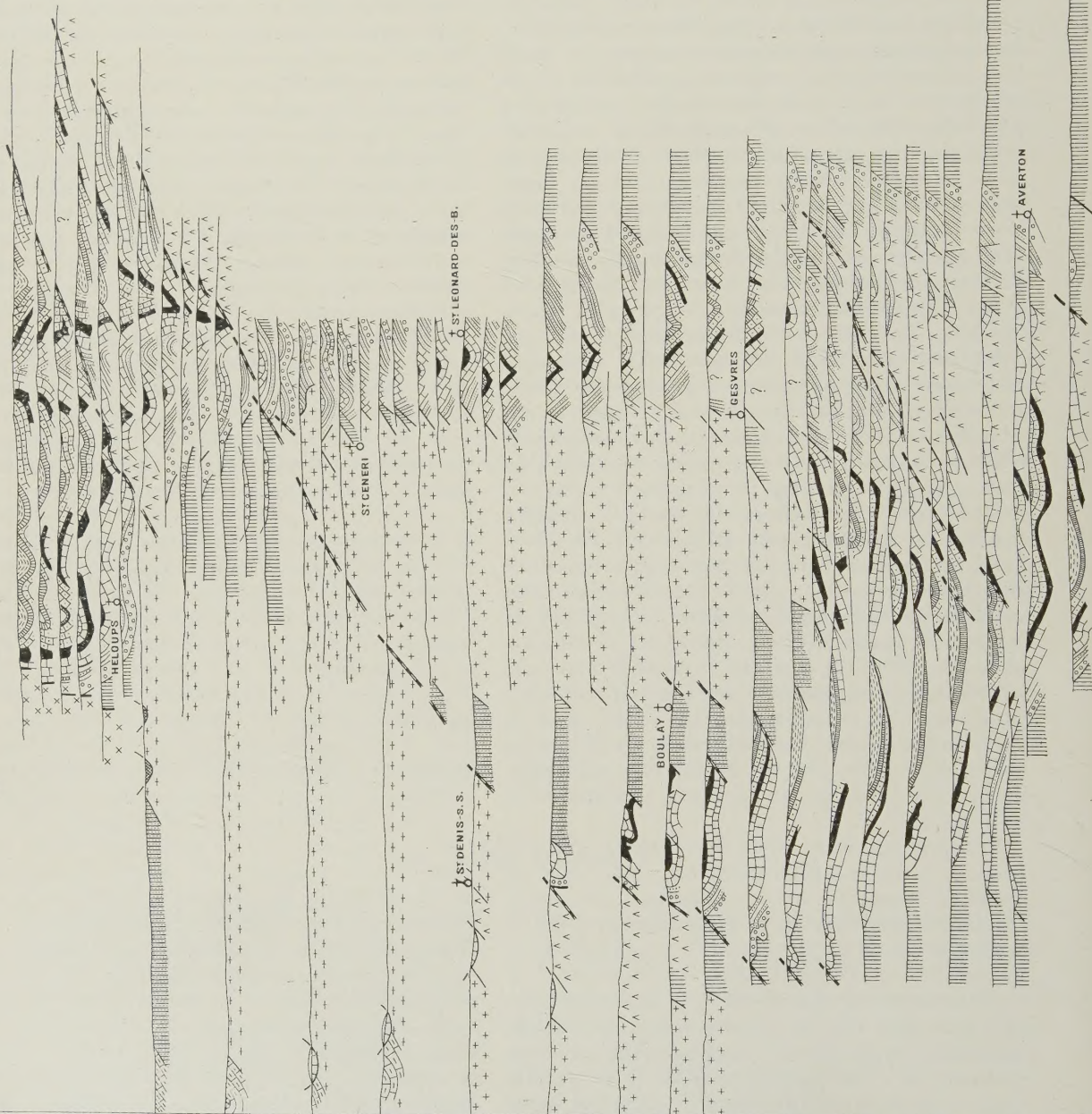
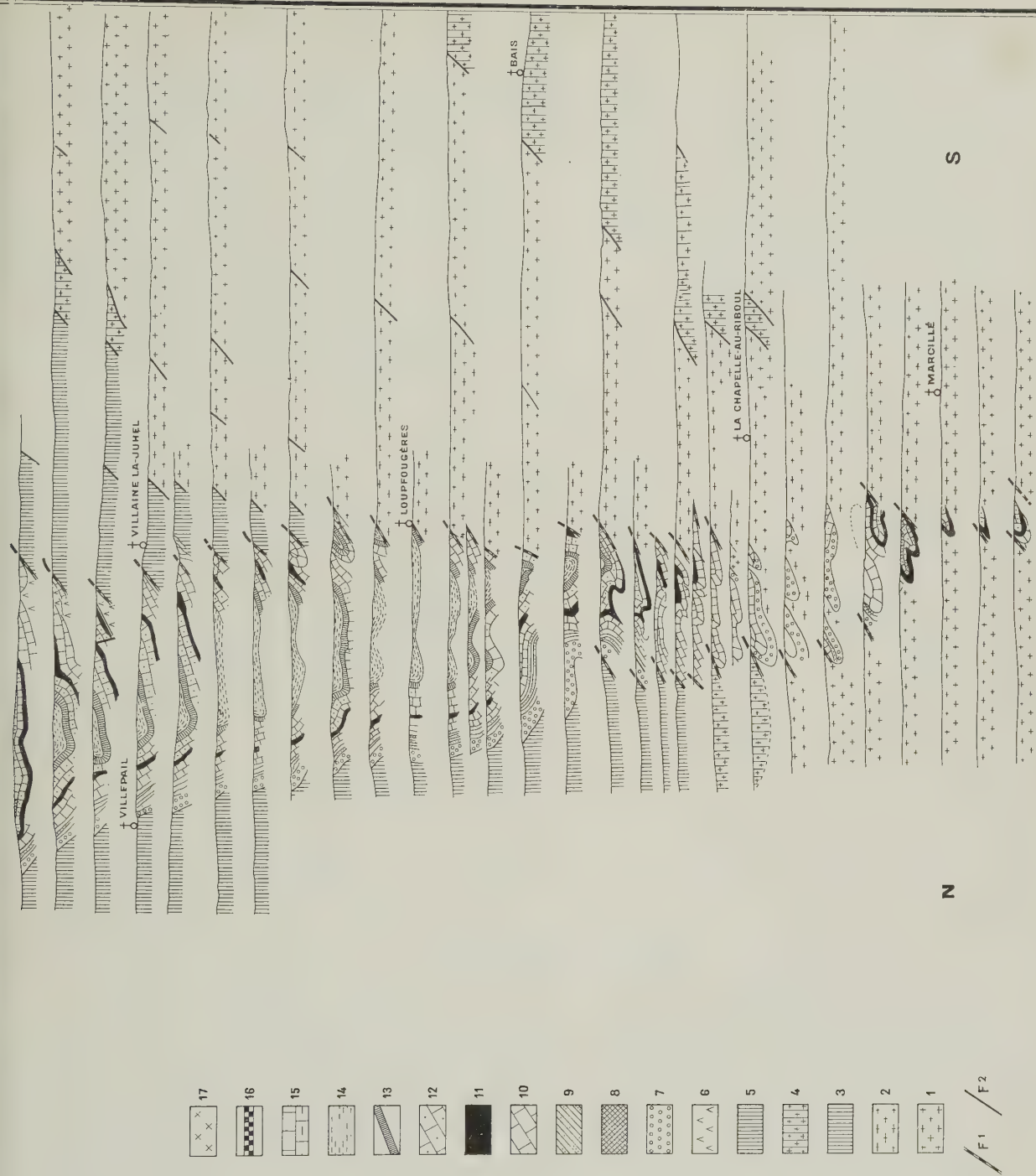


FIG. 1. —

F¹ F² : failles importantes et failles secondaires. 1 : granite antécambrien ; 2 : granite antécambrien écrasé ; 3 : Briovérien ; 4 : Briovérien ; 9 : schistes et grès cambriens ; 10 : Ordovicien (grès armoricain) ; 11 : Ordovicien (niveau des Schistes à *Calymenes tristani*) ; 12 : Ordo- et schistes ampéliteux ; 15 : Dévonien (schistes et grès, en partie gédinien) ; 16 : Coblencien ; 17 : granulite d'Alençon (hercynienne).



Coupes sérieées.

métamorphique écrasé; 5 : Briovérien écrasé; 6 : rhyolites antécambriennes; 7 : poudingue cambrien; 8 : calcaires magnésiens cambriens; vici en (niveau des grès de Saint-Germain-sur-Ille); 13 : Ordovicien (niveau des Schistes   *Trinucleus*); 14 : Gothlandien (grès culminant

clases sont de l'albite-oligoclase (en moyenne 85 % Ab — 15 % An). Un peu de mica noir très chloritisé subsiste çà et là en de rares lamelles déchiquetées (le clinocllore est la chlorite dominante). Il faut noter *passim* la présence de lamelles, le plus souvent en houppes, de muscovite, beaucoup plus fraîche et d'apparence franchement postérieure à l'écrasement général de la roche. Signalons que c'est là un phénomène assez constant : presque toutes les roches de la région ont été enrichies en muscovite.

Les échantillons de La Chapelle-au-Riboul recueillis du Nord au Sud montrent dans les préparations que l'écrasement et le laminage diminuent d'intensité du Nord vers le Sud.

3. GRANITE DE PASSAIS-LE-HORPS. — L'extrémité occidentale du synclinal de Villaines-la-Juhel est au contact du granite de Passais-le-Horps. A l'E de Mayenne, à Marcillé où j'ai étudié ce granite, j'ai constaté un écrasement nettement moindre que dans celui de Sainte-Beaudelle. Toutefois, le quartz présente toujours les mêmes types de phénomènes d'extinction. A La Beulinière (prép. 901), j'ai trouvé l'orthose fortement altérée, mais à extinction franchement droite ; cette orthose est albitisée. Ce granite contient aussi de la perthite et de l'oligoclase ($Ab_8.An_2$). Le mica noir très chloritisé (le clinocllore est abondant) est une biotite brune. L'amphibole existe en même proportion que dans le granite de Sainte-Beaudelle.

4. GRANITE D'IZÉ. — Le granite d'Izé est séparé du granite de Deux-Evailles par une zone de roches appartenant au Briovérien métamorphique ; ces roches sont aussi très affectées par l'écrasement. Si je n'ai pu en trouver de preuve dans les rares affleurements, j'ai de sérieuses présomptions pour croire à l'existence d'une véritable mylonite entre ces deux granites, d'après l'aspect général de la carte et la comparaison avec les accidents des synclinaux paléozoïques.

Le granite d'Izé est aussi un granite à mica noir. Il se débite en petites plaquettes et les fractures sont remplies de séricite. En lame mince, on trouve l'orthose, toujours altérée et albitisée, et l'oligoclase-andésine ($Ab_7.An_3$) ; les macles sont tordues et fissurées. Les micas flexueux sont fortement chloritisés. On y trouve beaucoup de zoïsite avec de l'épidote, du zircon ; la tourmaline y est bien plus fréquente que dans les granites précédents. Si on se reporte aux cartes des minéraux lourds de L. Berthois, on constate que le granite d'Izé diffère à cet égard de celui de Deux-Evailles.

5. GRANITE DE SAINT-PIERRE-DES-NIDS. — A l'E de Loupfougères, les granites écrasés disparaissent, faisant place au Briovérien sédimentaire. Mais au-delà des synclinaux paléozoïques on retrouve le granite, celui de Saint-Pierre-des-Nids/Saint-Céneri.

Ce granite contient du microcline très altéré en phénocristaux rouges (le microcline est parfois perthitisé), et un peu d'andésine. Le quartz présente les mêmes caractères que ceux observés précédemment, on y trouve en outre du quartz corrodé ; enfin l'association pegmatitique avec les feldspaths est fréquente. Les micas présentent les mêmes phénomènes de chloritisation que dans les autres granites.

6. ROCHES ÉCRASÉES ENTRE LES MASSIFS DE PAIL ET D'HESLOUP. — Au N du granite de Saint-Pierre-des-Nids/Saint-Céneri, comme au N de ceux de Deux-Evailles et d'Izé, s'étend une large zone de roches écrasées ; on y distingue trois types différents de roches : les roches de Boulay, présumées d'origine gneissique ; le granite écrasé de Saint-Denis-sur-Sarthon et la bordure métamorphique du granite précédent, laquelle a subi l'influence de l'intrusion tardive de la granulite d'Alençon.

a) De Boulay à La Ferrière-Bochard, et même au-delà vers l'Est jusqu'au pied du massif d'Hesloup, se rencontre une série de roches écrasées dont l'aspect est tel qu'il est permis de penser que ces roches peuvent avoir été des gneiss, ou du moins avoir subi un endomorphisme considérable. Parmi les roches de ce type, je place celles de Boulay qui affleurent soit près du cimetière, soit au lieu-dit le Four. La roche présente un aspect schisteux dû à l'alternance de lits : d'une part, des lits formés uniquement de grains de quartz parfaitement homogènes et réguliers, à extinction fortement onduleuse, avec, entre les grains, un feutrage de mica noir très chloritisé, avec présence d'épidote verte ; et, d'autre part, des lits d'aspect phylliteux où se trouvent des éléments de gros cristaux de quartz, écrasés, cisailés, plus ou moins disloqués, à extinction onduleuse, où les extinctions noires plus ou moins parallèles entre elles s'orientent suivant l'éirement général : considérer ces gros grains de quartz comme des témoins d'une structure œillée est plausible, mais il est bien difficile d'être affirmatif, étant donné le caractère franchement mylonitique de l'ensemble. Le quartz apparaît sous plusieurs aspects : aux quelques gros noyaux de quartz signalés ci-dessus, étirés, ovoïdes, et au quartz en grains égaux, réguliers, de taille moyenne, disposés en lits réguliers, il

convient d'ajouter le quartz microgrenu, de néoformation, qui remplit les fissures et forme quelques filonnets et, çà et là, une association pegmatitique². Les feldspaths sont la perthite ou la microperthite suivant les préparations ; les plagioclases sont représentés par de l'oligoclase. Il y a peu de mica noir, ce qui en subsiste est transformé en chlorite (beaucoup de clinoclase) ; il y a aussi du mica blanc dont une partie est franchement de néoformation et forme des houppes de muscovite fraîche. Il y a parfois de l'amphibole. Parmi les minéraux secondaires, citons la zoïsite, l'épidote (beaucoup d'épidote verte), la magnétite, l'apatite. On doit aussi noter par ordre de fréquence la présence de zircon grenat et tourmaline ; la cordiérite est rare (prép. 500).

Il semble que les roches écrasées de Boulay à Mieuxcé aient une composition assez irrégulière. Il m'est impossible pour le moment de reconnaître la nature originelle de ces roches.

Entre Boulay et Champfrémont, et même à Ravigny (Pont-Cel), on trouve une roche puissamment étirée, avec les divers modes d'existence du quartz de ces régions, avec des feldspaths très altérés, et une association de mica blanc et noir (le mica blanc est abondant et de néoformation dans la proportion de 60 %). L'amphibole n'apparaît dans aucune préparation.

b) Plus au Nord, à Saint-Denis-sur-Sarthon, on trouve un granite écrasé où l'on constate parfois une tendance au microplissement. C'est un granite à amphibole (hornblende brune). L'orthose a été quelquefois identifiée, elle est

albitisée, très altérée ; on note aussi l'existence de microperthite et de plagioclase (albite presque pure et oligoclase). Comme dans la région des roches écrasées de La Chapelle-au-Riboul, l'écrasement croît au fur et à mesure que l'on progresse vers le Nord et que l'on se rapproche du flanc sud de l'anticlinal de la forêt d'Écouves où la carte montre le Gédinnien en contact anormal avec ce complexe antécambrien de granites et schistes métamorphiques écrasés.

c) Un dernier type de roche mérite de retenir l'attention au voisinage de la granulite d'Alençon, à Condé-sur-Sarthe (près du Gué-au-Cheval). Dans cette roche on trouve, ainsi que le présu-mait L. Berthois [1935, p. 130], l'influence de deux actions métamorphiques : celle du granite de Saint-Denis-sur-Sarthon et celle de la granulite d'Alençon. Le quartz s'y rencontre sous plusieurs formes, notamment en grandes plages à extinction presque franche, ou en grains plus petits, feutrés par un mica blanc, et à extinction roulante. L'orthose avec macle de Baveno semble postérieure au plagioclase (albite-oligoclase) très altéré. L'association pegmatitique est fréquente, ainsi que la microperthite. La biotite est bien litée ; la muscovite abondante forme des houppes, phénomène rencontré avec plus ou moins de constance dans toutes les roches granitiques entre Mayenne et Alençon. La roche présente bien l'aspect d'une roche déjà métamorphique et ayant subi l'influence de la granulite, ainsi que l'indique l'étude de L. Berthois sur les minéraux lourds. J'ai noté (prép. 477) la présence de tourmaline et de barytine en petits cristaux.

III. Âge des granites.

L'âge des granites du NE du Massif armoricain a été d'abord considéré comme antécambrien ; à la suite de la thèse de L. Vandernotte [1913] qui concluait à l'âge hercynien des granites, cette opinion fut acceptée par les géologues, A. Bigot en particulier. La démonstration de l'âge antécambrien du granite d'Athis [Graindor, 1953] puis du granite de Vire [Chauris, 1957], l'extension de cette datation à tous les granites du Bocage normand [Chauris, Dangeard, Graindor, de Lapparent, 1957] ont rétabli la notion d'un âge antécambrien pour les granites situés au N de l'aire de surélévation tardivement submergée à l'Ordovicien, une partie de ces granites ayant fait partie de ce socle antécambrien fournissent l'abondant matériel feld-

spathique contenu dans les sédiments de la transgression cambrienne.

Parmi les granites rencontrés dans la présente étude, quelques-uns avaient été étudiés par L. Vandernotte et considérés comme hercyniens parce qu'il croyait reconnaître un métamorphisme de contact dans le Paléozoïque.

Le contact du Cambrien de Saint-Georges-sur-Erve, dans les Coëvrons, avec le granite d'Izé est beaucoup plus au S de la région étudiée ; néanmoins, si je n'ai pas l'intention ici d'en discuter longuement l'aspect du problème éclairant

2. Ce fait est souvent observé dans toutes les roches de la région étudiée ici ; les extinctions de ce quartz sont franches, comme pour celui de la granulite d'Alençon.

celui qui est étudié ici, je l'évoquerai brièvement. Ce contact est bien un contact mécanique. Oehlert avait d'ailleurs bien vu une anomalie, soulignant l'existence d'une formation qu'il appelait arkose entre le poudingue cambrien et le granite. Cette arkose a les caractères d'un granite broyé. D'autre part, la carte montre que le poudingue disparaît non par absorption par le granite, mais par contact mécanique. Par ailleurs, L. Vandernotte ne trouve comme preuve du métamorphisme par le granite, que l'enrichissement du sédiment en mica blanc et la présence de tourmaline. Or l'enrichissement en mica blanc est un phénomène général, commun à toutes les roches, y compris les granites, en relation, selon mon point de vue, avec l'intrusion granulitique qui paraît être postérieure aux mouvements auxquels sont attribués ici la mylonitisation et les chevauchements dans les synclinaux paléozoïques.

Le contact du granite de Deux-Evailles avec les quartzites siluriens, au SW de la région étudiée ici, n'est pas plus démonstratif d'une action métamorphique. En effet, la recristallisation du quartz, en filonnets de quartz microgrenu, est un phénomène qui s'observe aussi bien dans les granites écrasés que dans les mylonites : il est d'origine dynamique. Ce point de vue est d'autant plus soutenable que les calcaires de Brée et Néau n'ont subi aucun métamorphisme, or les calcaires sont particulièrement sensibles à l'action métamorphique. L'hypothèse invoquée par L. Vandernotte d'un écran constitué par les quartzites du Grès armoricain est aussi contestable puisque, dans le massif d'Hesloup, les quartzites du même étage n'ont absolument pas empêché les Schistes à Calymènes de subir le métamorphisme de la granulite d'Alençon, donnant des schistes à andalousite et à ottrélite.

Une autre interprétation de Vandernotte, quant à l'origine de certains filons de microgranite, me paraît également contestable. Ainsi, à Gesvres, cet auteur admet que ces filons sont le résultat du métamorphisme de la montée granulitique au contact des sédiments cambriens. Sans mettre en discussion cette interprétation de la pétrogénèse de ces filons, nous noterons seulement la présence de filons *identiques* au sein du granite lui-même : ces filons, bien étudiés par Giret [1944] dans la bordure nord du massif granulitique de Mayenne, sont, à mon avis, syntectoniques et non antérieurs aux mouvements : Giret ne choisit pas, émettant les deux hypothèses.

Quant à certains filons, ils ont un caractère nettement mylonitiques et il est difficile de dire

s'ils s'agit de granite mylonitisé (hypothèse qui me paraîtrait mieux correspondre à l'ensemble des observations) ou de filons de microgranite écrasé.

Le granite de Fougères qui chevauche, comme on le verra ci-dessous, le Précambrien, est un granite antécambrien. A. Pinel [1956], qui a étudié les relations du Paléozoïque avec ce granite à Vieuxvy, n'a pas trouvé que l'Ordovicien soit métamorphisé par le granite.

Ainsi les arguments invoqués par L. Vandernotte en faveur de l'âge hercynien de ces granites ne me paraissent pas devoir être retenus.

La granulite d'Alençon a des caractères nettement différents de ceux que nous avons rencontrés dans les autres granites du point de vue des efforts dynamiques qu'ils ont subis. Tout d'abord, comme l'ont très bien observé Bigot et Oehlert [1898], cette granulite métamorphise les schistes ordoviciens : j'ai rappelé, à propos du granite de Deux-Evailles, ce métamorphisme. Par ailleurs, un des contrastes les plus saisissants en lame mince est la fraîcheur de la granulite d'Alençon, par opposition à tous les granites, et l'extinction franche des quartz, ce qui ne s'observe jamais dans les granites.

Cette granulite est postérieure aux grands mouvements tangentiels. En outre l'intrusion granulitique a été extrêmement importante, les dimensions considérables du massif d'Alençon le font présumer : c'est la plus importante de ce type dans tout le NE du Massif armoricain. Cette intrusion granulitique a apporté un enrichissement général en muscovite dans toutes les roches qui s'étendent dans la région située entre Alençon et Mayenne : c'est une hypothèse que je me propose de vérifier, la présence d'un petit massif granulitique au sein du granite de Deux-Evailles, au S de Hambers, pourrait confirmer ce point de vue.

L'âge du granite écrasé de Saint-Denis-sur-Sarthon n'est pas précisé, sa richesse en amphibole tendrait à le différencier du granite de Bagnoles-de-l'Orne. Mais ce ne sont que des conjectures dont je ne puis faire état.

Le granite de Saint-Pierre-des-Nids ne ressemble pas aux autres granites, surtout dans sa partie méridionale (Saint-Céneri) : c'est un granite à microcline, élément qui ne figure dans aucun autre granite rencontré entre Alençon et Mayenne ; mais je n'ai trouvé aucun contact, aucune indication, me permettant d'en indiquer l'âge relatif.

En conclusion, il y a de fortes présomptions en faveur de l'âge antécambrien de la plupart des granites entre Alençon et Mayenne. La granulite est vraisemblablement hercynienne, pos-

térieure aux mouvements qui ont écrasé les granites et disloqué les synclinaux paléozoïques ; le Dévonien étant l'étage le plus récent rencontré

dans les synclinaux situés au Nord, ces mouvements sont postérieurs au Dévonien, et la granulite postérieure encore.

IV. Tectonique tangentielle affectant le Paléozoïque.

De Mayenne à Alençon, le Paléozoïque forme une bande discontinue, ou presque, en dépit des apparences de la carte. D. Oehlert considèrerait en effet qu'il n'y avait qu'un seul synclinal, ainsi que je l'ai déjà rappelé. Le morcellement, dont fait état Oehlert dans ses observations dont on doit admirer la valeur, est un fait très apparent dans le paysage et qui le rend assez différent de celui d'autres régions normandes comme la zone

bocaine par exemple. Mais l'explication proposée par Oehlert ne nous satisfait pas, d'autant plus que, dans le Paléozoïque, apparaissent des intersections où affleurent soit le complexe éruptif antécambrien, soit le Briovérien. Ces faits trouvent leur explication dans l'interprétation tectonique que je propose à l'aide d'observations nouvelles sur les contacts anormaux et en me fondant surtout sur les coupes en séries que j'ai

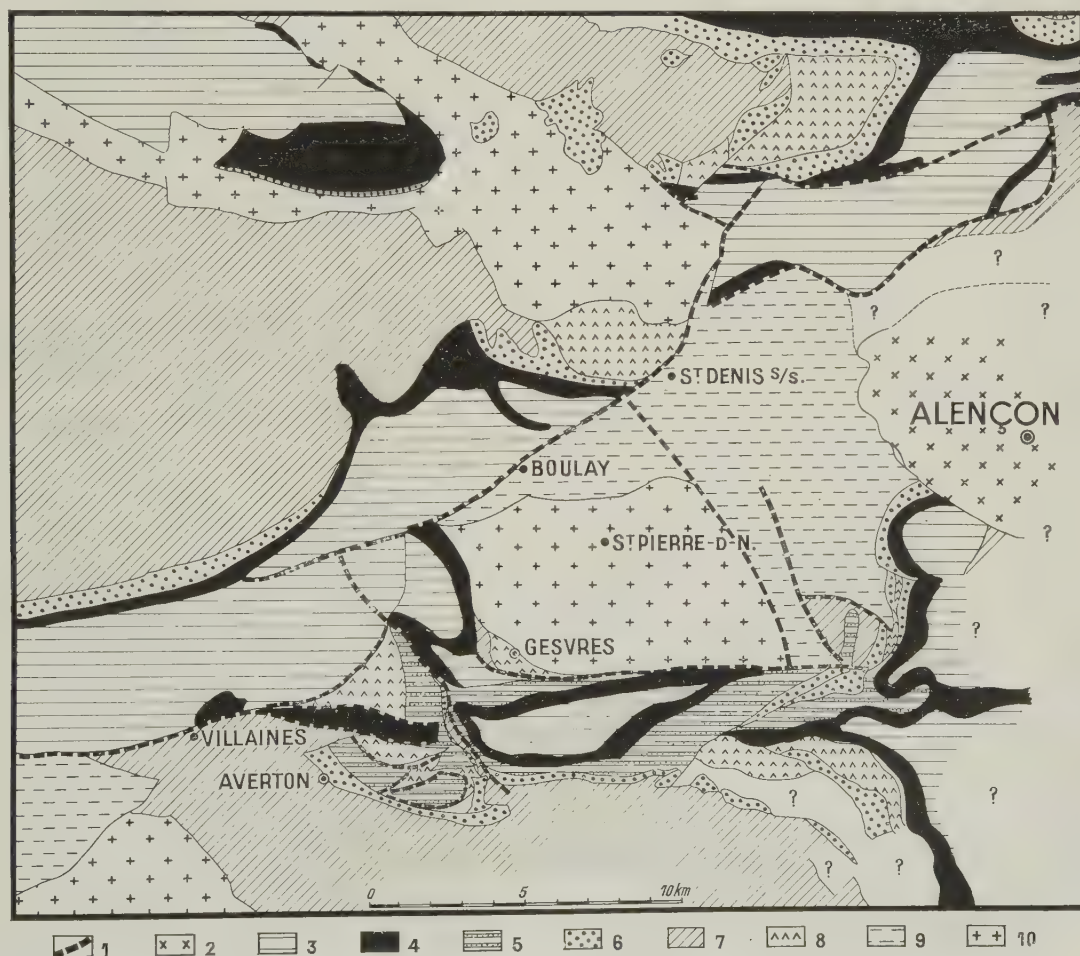


FIG. 2. — Carte schématique des principaux contacts anormaux entre les diverses formations à l'E d'Alençon.

1 : contacts anormaux ; 2 : granulite d'Alençon ; 3 : Paléozoïque postérieur au Grès armoricain ; 4 : Grès armoricain ; 5 : Cambrien ; 6 : Poudingue pourpre ; 7 : Briovérien ; 8 : complexe volcanique ; 9 : mylonites et granites écrasés ; 10 : granites.

effectuées. Ces coupes découlent en partie de l'utilisation de mes notes de terrain et aussi de la carte géologique au 80 000^e où j'ai apporté des corrections empruntées soit à la littérature, soit à mes notes.

J'avais eu l'occasion, antérieurement, d'une part de faire des observations dans le Briovérien situé au S de la région Alençon-Mayenne [Graindor, 1957], d'autre part de mettre en évidence, au N de cette région, l'existence de mouvements tangentiels ayant provoqué les déversements et dislocations des synclinaux de Domfront et de La Ferrière-aux-Étangs : de là j'ai été amené à la présente étude tectonique.

A) ÉTUDE DE QUELQUES CONTACTS MÉCANIQUES.

1. *Contact du granite de Fougères avec le Briovérien.* Au N de la zone synclinale paléozoïque et de la zone d'écrasement, le granite antécambrien de Fougères chevauche le Briovérien à Oisseau, au NNW de Mayenne ; on y trouve l'un des meilleurs exemples des contacts mécaniques de

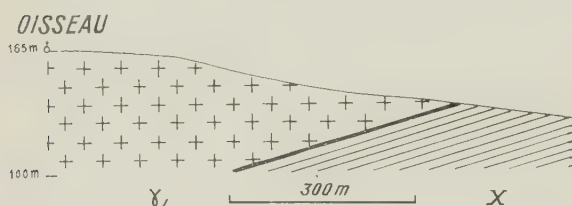


FIG. 2. — Chevauchement du Briovérien par le granite de Fougères, à Oisseau (Mayenne).

cette région. Le granite y forme une hauteur qui domine la plaine de Parigé-Oisseau ; dans cette plaine, le Briovérien affleure sous les alluvions et la terre végétale épaisse ; ce Briovérien est encore indifférencié. En descendant le chemin à très forte pente qui part de l'église d'Oisseau en direction de la route de Saint-Fraimbault-des-Prêtres, il est facile d'observer ce contact mécanique, oblique, où le granite est poussé sur le Briovérien suivant une direction N 40° avec un pendage 25° N. Au voisinage du contact se développe une sorte de schistosité écailleuse, tant dans le granite que dans les schistes métamorphiques (fig. 3).

2. *Contact du granite de Passais-le-Horps et du synclinal de Villaines-la-Juhel.* Au N de Marcillé, il est difficile de voir le contact entre le granite et le synclinal de Villaines ; toutefois, la disposition des couches du Cambrien et de l'Ordovicien (avec constance du pendage nord) et la perma-

nence du cisaillement (également de pendage nord) évoquent une poussée du Nord vers le Sud ; les données observables sur le terrain ne s'accordent guère avec une poussée en sens inverse comme l'ont soutenu Bigot et Oehlert.

3. *Présence de petites écailles dans la partie occidentale du synclinal de Villaines-la-Juhel.* Dans la partie occidentale du synclinal de Villaines, D. Oehlert [1895] avait bien noté l'existence de « décrochements horizontaux avec intercalations de schistes granitisés au milieu des couches siluriennes ». Cette observation est exacte ; pour ma part, j'ai trouvé, au milieu de l'Ordovicien, des affleurements de schistes métamorphiques et de granite dont la présence ne peut autrement s'interpréter. Là encore, la poussée du Nord vers le Sud semble incontestable. D'ailleurs, les coupes font apparaître un déversement complet du synclinal.

4. *Contact du Cambrien et du Briovérien à Villepail.* La poussée du Précambrien sur le Cambrien supérieur peut s'observer au Nord du massif de Pail, dans le village de Villepail où la roche affleure abondamment. Le Briovérien prend une direction N 10°, très différente de la direction générale, et le pendage est exceptionnellement faible : 20° W. Le Briovérien, au voisinage du contact, s'est moulé sur le Cambrien. Ce contact, avec modification de la direction initiale de l'X, est vraisemblablement dû à un phénomène tectonique antérieur : un cisaillement plus ou moins E-W, à faible pendage nord, recoupe le Briovérien et le Cambrien, indiquant un déplacement relatif tangentiel, la partie supérieure se déplaçant vers le Sud par rapport à la partie inférieure. On ne peut ici rien préciser de plus.

5. *Contact du granite de Saint-Pierre-des-Nids avec le synclinal de Saint-Léonard-des-Bois.* Au N de Saint-Léonard-des-Bois, près du lieu dit le Déluge, il est assez aisé de constater que le granite est poussé sur le Grès armoricain. Le caractère mécanique du contact ressort de la présence d'une lame provenant du complexe des roches volcaniques antécambriennes, pincée entre le granite et le Grès armoricain. Cette lame affleure à la Gombaudière ; sa largeur ne doit guère dépasser une cinquantaine de mètres, mais on peut évaluer sa longueur à 2 km.

6. *Contacts anormaux du flanc sud du synclinal de Villaines-la-Juhel.* Entre Mayenne et Villaines, le flanc sud est déversé et laminé ; les couches les plus récentes existant dans le synclinal se trouvent en contact anormal avec le Briovérien. Que l'on conçoive une poussée N-S ou au contraire S-N, dans l'un ou l'autre sens il est bien évident que la représentation cartogra-

phique est à peu près identique ; mais il semble invraisemblable qu'un mouvement de l'ampleur et de la puissance de ceux qui ont produit l'écrasement et la mylonitisation des granites n'ait pas provoqué un rebroussement des couches ou un renversement des pendages : ceux-ci demeurent régulièrement nord au voisinage même du contact anormal. Mais on peut discuter longtemps avec une argumentation de ce genre : seules les coupes sont décisives.

7. *Contact entre les synclinaux de Villaines-la-Juhel et Saint-Léonard-des-Bois.* Entre Villaines et Gesvres, j'ai dû reprendre les contours de la carte : j'en arrive à des conclusions assez différentes de celles que propose Oehlert. Pour le moment, je conserve ses assimilations pétrographiques, mais je crois qu'on devra reprendre ce problème, sans toutefois le séparer d'une étude des Coëvrons, surtout en ce qui concerne les grès de Sainte-Suzanne : en effet, il existe certains affleurements qui ont été considérés par Oehlert comme appartenant à ces grès ; à mon avis, ils ne diffèrent guère du Grès armoricain et, de plus, paraissent en prendre le relai. Je signale seulement ce fait sans l'avoir fait intervenir ici, car je n'ai pas approfondi cette question.

Les principales observations que j'ai faites entre les deux synclinaux de Villaines et de Saint-Léonard se situent entre Averton et Gesvres. Une coupe faite suivant la vallée du Merdereau, sur la rive gauche, de Saint-Paul-le-Gautier à Averton, donne la succession suivante :

a) Briovérien supérieur.

b) Poudingue pourpre cambrien dans les galets duquel ont été découverts [Graindor et Roblot, 1959] les divers types de roches du complexe volcanique antécambrien local ; ces galets forment là environ les trois-quarts des éléments du poudingue, le reste étant constitué par du quartz et des grès briovériens rubéfiés. Le gisement est au lieu dit la Prisonnière.

c) De nouveau le Briovérien supérieur ; on peut suivre la présence de ce Briovérien en remontant une petite vallée orientée NW-SE. Sur la rive gauche, le Grès armoricain affleure en hauteur ; au fond de la vallée, on peut présumer la présence du Cambrien, mais on n'a aucune visibilité. Sur la rive droite, par contre, de petits affleurements permettent de suivre le Briovérien sur près de 1 km. Cette petite vallée offre l'une des plus jolies intersections tectoniques et, sur les coupes, fait bien apparaître la dislocation entre les deux synclinaux.

d) Une roche d'épanchement altérée, de définition malaisée, appelée « porphyroïde » par D. Oehlert ; je n'en ai pas encore fait l'étude pétrographique, mais un « porphyroïde » identique se rencontre aux Planches de Moné. (Sougé-le-Ganelon), interstratifié au milieu du Briovérien. Dans l'un et l'autre gisement la roche a une direction N 70° et est subverticale.

e) A partir de ce point, la coupe se divise en deux :

— en haut, le Cambrien ;

— en bas, le complexe volcanique.

Le Cambrien qui forme le sommet de la crête boisée est

formé par un peu de grès arkosique ; il se prolonge vers le Nord-Ouest, mais de manière moins continue que ne le figure la carte : je considère, compte tenu des conditions tectoniques, qu'il s'agit vraisemblablement de lames du niveau des arkoses. A ce grès rubéfié succède, après un espace d'une centaine de mètres où on ne voit rien, une série de grès cambrien. Ces grès reposent sur le complexe volcanique : une petite vire qui s'abaisse lentement vers la rivière souligne ce contact. Les grès finissent par atteindre le niveau de la rivière et brusquement disparaissent par faille : le complexe volcanique affleure seul.

f) A partir du moulin à papier, au N d'Averton, la rivière recoupe de nouveau une série cambrienne qui se termine par le poudingue de base cambrien.

Sur la rive droite du Merdereau, la coupe est un peu différente, elle nécessiterait une étude détaillée ; je résume ici ce qui me paraît essentiel : le Cambrien forme plusieurs écaïlles dont les intersections sont soulignées par la présence du complexe volcanique antécambrien. Une première écaïlle occupe la rive droite du Merdereau, depuis Averton jusqu'aux Saucés, puis, par la Richardière, se termine à la Girardière. La seconde écaïlle borde le Merdereau et est limitée au Nord par une ligne allant du Tronchai à Nomée. La dernière écaïlle, encore plus petite que la précédente, se termine entre Nomée et le Briovérien de Saint-Paul-le-Gautier.

B) COUPES EN SÉRIE.

Ces coupes se passent de commentaires ; il suffira au lecteur de se reporter à la figure 3. Malgré tout le soin et toutes les garanties prises, il n'est pas impossible que certains détails ne doivent être modifiés par des observations ultérieures : la rigueur de la carte est difficile du fait des conditions d'observation. Pourtant chaque coupe a été établie avec des mesures *certaines* ; on peut donc considérer l'image proposée comme vraisemblable. Si elle surprend, on ne pourra s'en prendre qu'au manque de recherches tectoniques antérieures avec de bonnes méthodes.

Je me permets d'insister sur le fait que ces coupes sont entièrement à l'échelle, elles n'ont subi aucune déformation. A ce sujet, on ne peut que regretter que certains auteurs publient encore des coupes où sont exagérées les hauteurs par rapport aux longueurs : de tels procédés rendent impossible une bonne étude tectonique ; la « pénélaine de l'Ouest » ne présente pas un relief de pays de montagnes. Les tectoniciciens du Massif armoricain devraient plutôt s'inspirer des méthodes employées par les géologues qui ont étudié les régions arasées du Bouclier baltique. A cet égard, les travaux et la méthodologie de E. Wegmann m'ont été précieux.

V. Conclusions.

De l'ensemble de cette étude consacrée aux granites écrasés et aux dislocations ayant affecté les synclinaux paléozoïques entre Alençon et Mayenne, il ressort que d'importants mouvements tangentiels ont affecté cette partie du Massif armoricain, comme celles qui sont situées plus au Nord.

Les fractures verticales, en particulier celles qui ont été remplies par les émissions fissurales permienues, les mouvements de « réajustement », de caractère isostatique, produisant ce que l'on pourrait appeler des « claveaux », sont des phénomènes tectoniques mineurs : ils n'oblitérent pas les traits généraux produits par les grands mouvements.

L'unité des phénomènes et leur généralité est un trait non moins remarquable dans le NE du

Massif armoricain. En ce qui concerne les mouvements de décrochement affectant les synclinaux, ils ont été rapportés dans une précédente étude aux mouvements sudètes : il semble que la phase sudète des mouvements hercyniens ait été particulièrement intense dans toute la Normandie, je le démontrerai prochainement pour la région nord du Cotentin où des phénomènes absolument analogues à ceux décrits ici ont une ampleur au moins équivalente et où il est possible d'évaluer l'importance des charriages.

Au S de la région Alençon-Mayenne existent aussi des phénomènes tout à fait semblables : la zone comprise entre les granites d'Izé et de Deux-Evailles est une intersection remarquable comme le montre la coupe (fig. 1).

Références bibliographiques.

- BERTHOIS L. (1935). — Recherches sur les minéraux lourds des granites de la partie orientale du massif armoricain. *Mém. Soc. géol. et minér. Bretagne*, t. II, 190 p., 6 fig., 18 pl.
- BIGOT A. (1904). — Réunion extraordinaire de la S. G. F. en Basse-Normandie. *B. S. G. F.*, (4), IV, p. 909-953, 29 fig., 2 pl.
- BIGOT A. et OEHLERT D. (1898). — Note sur le massif silurien d'Hesloup. *Ibid.*, (3), XXVI, p. 82-104, 1 fig.
- CHAURIS L. (1956). — Sur les relations du Cambrien et du granite de Vire (Normandie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 242, p. 3092-3094.
- CHAURIS L., DANGEARD L., GRAINDOR M. J. et LAPPARENT A. F. DE (1956). — Les principaux batholites granitiques du Bocage normand sont antérieurs à la transgression cambrienne. *Ibid.*, t. 243, p. 77-80.
- GIRET R. (1944). — Contribution à l'étude pétrographique et tectonique de la bordure nord du massif de Mayenne. *B. S. G. F.*, (5), XIV, p. 45-65, 2 fig.
- GRAINDOR M. J. (1953). — Sur l'âge du granite d'Athis (Orne). *C. R. Ac. Sc.*, t. 236, p. 504-506.
- (1957). — Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif armoricain. Thèse (1955). *Mém. Expl. Carte géol. France*, 211 p.
- (1958). — Révision de la feuille d'Alençon au 80 000^e (premières observations). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 252, p. 15-21, 1 pl.
- GRAINDOR M. J. et ROBLLOT M. M. (1959). — Sur l'âge des roches volcaniques à l'Ouest d'Alençon. *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 2112-2113.
- OEHLERT D. (1895). — Feuille de Mayenne (bassin de Villaines). *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. VII, n° 44, p. 48-50.
- PINEL A. (1956). — Quelques remarques sur la constitution géologique de l'éperon de Vieux-Vy. *Bull. Soc. géol. et minér. Bretagne*, nouv. sér., fasc. 1, p. 51-65.
- VANDERNOTTE L. (1913). — Contribution à l'étude des roches éruptives de la bordure sud-est du Massif armoricain. Thèse. Paris, Levé, édit.

De la « périodicité » des glaciations

par Matthias MATSCHINSKI ¹.

Sommaire. — L'auteur expose très brièvement les bases de la *typologie des périodicités glaciaires*. Il donne une récapitulation des principes de toute théorie de ces périodicités d'après ses publications antérieures. Une très importante analogie biologique est développée suivie par la remarque fondamentale sur le décalage des courbes climatiques (température, nébulosité, etc.) et des courbes « glaciaires » (place occupée par les inlandsis et les glaciers sur la surface terrestre, etc.) entre elles. Les trois traits caractéristiques : *décalage* mentionné qui peut être soit positif, soit négatif ; *augmentation* (ou *diminution*) de la nébulosité en passant d'une période glaciaire à l'autre, *variation* parallèle (ou inverse) des maximums glaciaires d'une part et des maximums climatiques de l'autre, déterminent ainsi *huit types* principaux de périodes glaciaires. Les figures ajoutées à la communication représentent, à titre d'exemple, les types I et VII.

Pour élucider le phénomène des glaciations et de leurs répétitions, de nombreuses hypothèses extrêmement différentes ont été émises. Le nombre et la diversité des « espèces » d'hypothèses en font un sujet de classifications comme pour les espèces des sciences naturelles, et leur simple énumération et à plus forte raison leur description dépassent le cadre de cette note. Dans les articles précédents ², nous avons proposé une classification basée sur un principe un peu différent de ceux appliqués par les autres auteurs. Nous ne pensons pas qu'il soit utile d'ajouter encore une théorie à celles déjà existantes ; en ces articles nous avons appliqué les principes généraux mécaniques et mathématiques, principes communs à toutes les sciences qu'il s'agisse de l'astronomie ou de la géophysique, de la chimie, ou de la biophysique ³. De plus, ces principes ont été appliqués sans faire — dans la mesure du possible — d'hypothèses. Nous avons montré qu'il existe certaines circonstances communes à toutes les hypothèses, circonstances qui sont — si l'on veut — les vraies causes de la « périodicité » des glaciations. Cette analyse, par sa forme et par le caractère du périodique où elle a été publiée, ne s'adressait pas aux géologues. C'est pourquoi il paraît bon d'énoncer ici, sans introduire de calcul, les idées et les résultats obtenus.

L'eau sur le globe est présente dans les glaciers, dans les océans, les mers, etc. et dans l'atmosphère (vapeur, nuages, etc.). On peut prendre en considération — ce qui est souhaitable, mais

non pas nécessaire — l'eau associée sous une forme ou une autre aux minéraux dans les roches. Ici, pour simplifier, on se bornera à considérer les premiers états de présence de l'eau (l'introduction de l'eau associée rend les raisonnements plus longs, mais ne change pas les résultats). Employons, pour être bref, les expressions : glace, eau d'hydrosphère, eau d'atmosphère. La somme de ces trois grandeurs (ou de quatre, si l'on considère l'eau associée aux minéraux) doit rester pratiquement constante ; les pertes dans l'espace interplanétaire étant négligeables pendant les périodes géologiques. Toute variation d'une de ces grandeurs provoque, par suite de la constance de la somme, des variations dans les deux autres : ainsi non seulement les masses de glace sur la surface du globe varient entre certains maximums (les glaciations) et minimums (les « périodes interglaciaires »), mais aussi la surface des océans et la nébulosité moyenne (en même temps que l'humidité de

1. Note présentée par M^{lle} Alimen à la séance du 29 avril 1959,

2. MATSCHINSKI M. (1956) : Principes mathématiques de toutes théories des périodes glaciaires. *Journ. sc. Météorologie*, t. VIII, p. 69-97. — (1959) : Mécanique des glaciations et décalages des glaciations des hémisphères nord et sud. *C. R. Ac. Sc.*, t. 249, p. 2815-2817.

3. On doit souligner que ce ne sont littéralement que les *principes mécaniques*, mais non pas la mécanique elle-même. Cette dernière ne peut être appliquée qu'aux mouvements proprement dits, p. ex. aux mouvements de la glace et des glaciers ; voir MATSCHINSKI M. (1958) : Considérations sur la mécanique de la glace et spécialement des glaciers. *Publ. Ass. intern. Hydrol. scient.*, n° 47 (Symp. Chamonix, 16-24 sept.), p. 213-226.

l'air). Ce fait est reconnu par tous ; cependant un malentendu persiste sur le caractère de ce triple changement. On fait par exemple des hypothèses exactement opposées sur la liaison de la nébulosité et des glaciations : on suppose tantôt que le maximum de glaces à la surface terrestre coïncide avec le maximum de nébulosité, tantôt avec le minimum. Or, ni la première, ni la deuxième hypothèse n'est possible. Il est indiscutable qu'entre ces grandeurs existe une liaison, il est indiscutable que tel degré de nébulosité influence l'état de la glaciation ; cependant cette liaison n'est pas algébrique. Il en va de même pour la relation entre la nébulosité et la superficie des océans ; ici il y a aussi une dépendance, mais beaucoup plus compliquée qu'une dépendance algébrique. Bien comprendre la nature des phénomènes lors des passages de l'eau d'hydrosphère à celle d'atmosphère, et à celle de glaciers — ainsi que pendant les passages inverses, etc. — c'est comprendre tout le mécanisme des glaciations. Or justement ici on note un malentendu capital. Dans toutes les publications sur les glaciations, on ne voit que des courbes avec maximums et minimums coïncidant, ce qui est complètement faux.

Les résultats exacts à ce propos s'obtiennent facilement à l'aide des calculs mathématiques ⁴. Cependant il est aussi très facile d'imaginer ce processus à l'aide d'analogies, qui peuvent être assez nombreuses et assez différentes. Par exemple par analogie biologique : imaginons une espèce d'animaux subsistant en se nourrissant aux dépens d'une espèce végétale. On sait qu'on aura des changements plus ou moins périodiques du nombre des animaux de l'espèce considérée, ainsi que du nombre des plantes, mais la relation entre ces deux nombres n'est pas algébrique. Les animaux, en se multipliant et en se propageant, font d'abord diminuer le nombre des plantes ; toutefois le maximum des animaux ne coïncidera jamais avec le minimum des plantes : avant que le minimum de plantes ne soit atteint, la diminution de nourriture dont les animaux disposent provoquera la diminution de ces derniers ; et c'est seulement bien après la diminution de ces destructeurs que la végétation considérée pourra se reconstituer. Ainsi les courbes du nombre des animaux et des plantes sont essentiellement déphasées. De même l'augmentation de la surface couverte par l'eau sur le globe fait augmenter (si la nébulosité n'est pas considérable) les masses évaporées et, par conséquent, la nébulosité ; cependant il serait complètement erroné d'imaginer que le maximum de cette dernière coïncidera

avec le maximum des océans ; bien avant que celui-ci ne soit atteint, la nébulosité cessera d'augmenter. De même pour les glaces. Cette dépendance non algébrique, illustrée déjà par un exemple biologique, pourrait être aussi comparée à celle des courants et des tensions électriques alternatifs qui, eux aussi, sont essentiellement déphasés. De plus, ce déphasage est encore assez simple dans le cas biologique cité (les équations de Volterra, qui le régissent, sont linéaires), tandis que le cas des glaciations (déterminées en général par des équations non linéaires ⁴) donne des déphasages très compliqués.

Venons-en maintenant à la remarque la plus importante. Ce mécanisme de déphasage qu'on vient de décrire est tel que le processus est très difficile à équilibrer (qu'on imagine le cas biologique ou bien celui de la glaciologie ou enfin de la physique). On peut imaginer une expérience, dans des conditions artificielles, où la coexistence des animaux et des plantes dont ils se nourrissent serait en proportions constantes. Dans le cadre de cette expérience, chaque poussée de multiplication ou de mortalité, chaque circonstance aléatoire, extérieure ou intérieure, qui changeraient le nombre d'animaux ou de plantes et introduiraient un processus de fluctuation, de changements périodiques seraient supprimées artificiellement ; dans la nature, il ne peut en être de même : un dérèglement initial peut être dû à n'importe quel phénomène extérieur ou intérieur. Les interactions des trois grandeurs glaciologiques sont telles (comme nous l'avons démontré strictement en 1956 et illustré ici par des exemples) que des changements plus ou moins périodiques surgissent inévitablement. La nature n'est pas un laboratoire ; les petits incidents (une centaine de types en ont été indiqués par les théories anciennes des glaciations) et tout autre hasard ne sont pas exclus : qui plus est, ils sont inévitables. Mais il ne sont que des « prétextes », la cause primordiale est ce déséquilibre foncier du mécanisme des liaisons entre trois (ou quatre) grandeurs glaciologiques que nous avons souligné.

Les principes et les résultats que nous venons de décrire brièvement peuvent donner lieu à une *typologie des périodicités glaciaires* éventuelles. Le but de cette note est d'exposer cette typologie. Le phénomène (fig. 1) est caractérisé par une grande période (dans les conditions de

4. MATSCHINSKI M. (1956, 1958 et 1959) : *op. cit.* (1960) : C. R. Somm. S. G. F., p. 30.

la terre, elle sera à l'échelle de 500 000 000 — 100 000 000 années) divisée en trois parties de durées assez différentes : 1) une grande époque préglaciaire ($\alpha\beta$) ; 2) une succession relativement courte de 3-5 « périodes » glaciaires et interglaciaires — chaque paire ayant la durée de 10 000-50 000 ans — ($\beta\gamma$) ; 3) une grande époque post-

glaciaire ($\gamma\alpha$). La partie la plus importante du point de vue de la glaciologie est $\beta\gamma$.

Les « petites » périodes glaciaires et interglaciaires qui forment $\beta\gamma$ peuvent être caractérisées par trois propriétés essentielles :

1) D'abord la position relative du maximum « océanique » (maximum de H_2O sous la forme

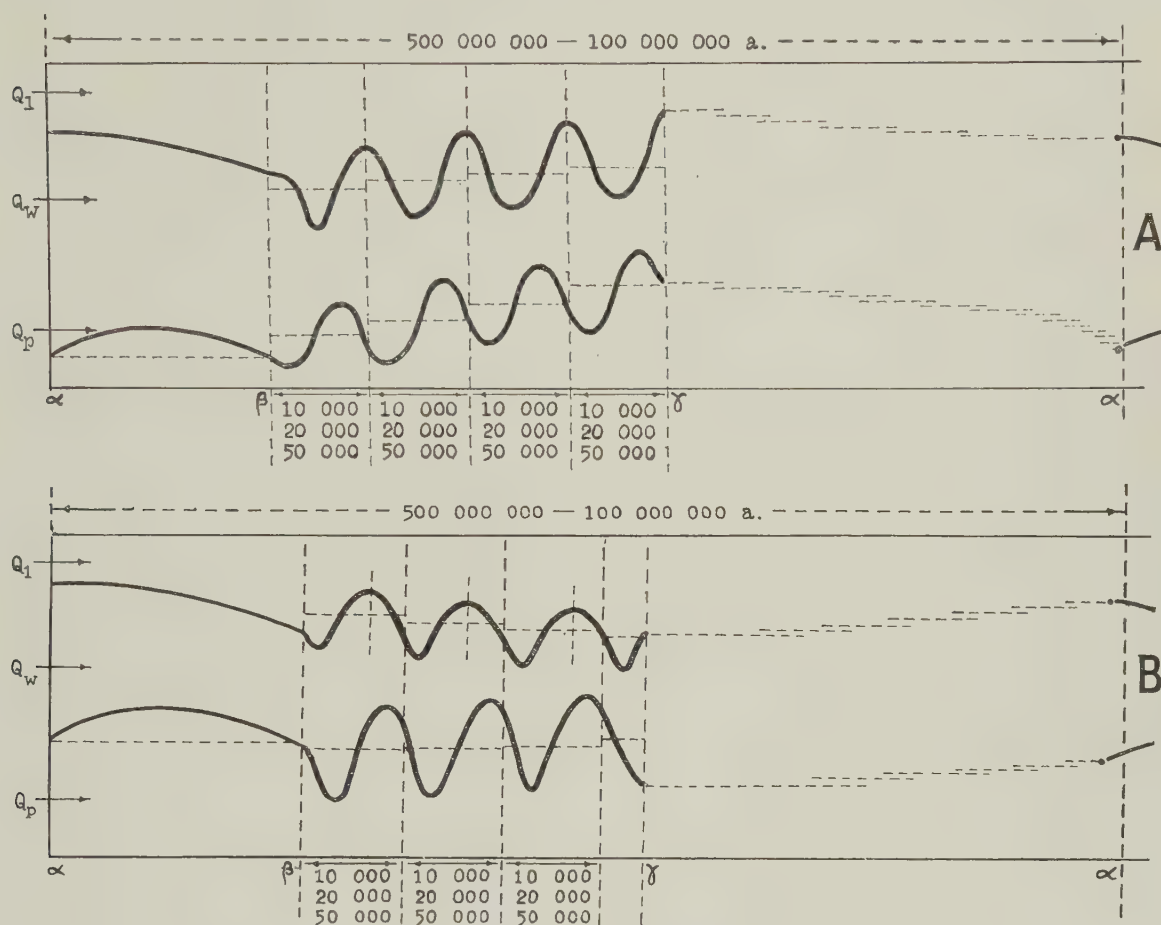


FIG. 1. — Exemples de types de périodicités glaciaires.

A : Type I (OcSuNa) ; B : type VII (AtCoNa).

L'axe horizontal représente le temps. Les chiffres indiquent les durées approximatives des différentes périodes et de leurs parties.

Q_p (distance entre l'axe horizontal et la courbe inférieure) : quantité d'eau dans l'atmosphère (nuages, vapeur, etc.) — Q_w (distance entre les courbes inférieure et supérieure) : quantité d'eau dans l'hydrosphère — Q_1 (distance entre la courbe supérieure et l'axe horizontal supérieur) : quantité d'eau sous forme de glace, neige, etc. dans les inlandsis et les glaciers. L'échelle choisie pour la représentation de Q_p (eau de l'atmosphère) diffère sensiblement de celle choisie pour Q_1 : étant représentées à la même échelle, les oscillations de Q_p ne seraient pas visibles, cependant, elles ont une signification profonde. Les lignes grasses représentent les changements en régime non permanent ; les pointillés, la succession des régimes permanents (voir l'article de 1956).

Le type I, OcSuNa (en A) est caractérisé par le retardement des maximums océaniques et l'avancement des maximums atmosphériques, ainsi que par le caractère des variations des maximums glaciaires qui sont suivies par les variations des maximums de nébulosité et leur augmentation d'une période glaciaire à une autre.

Le type VII, AtCoNa (en B) est caractérisé par la même avance des maximums atmosphériques, mais par contre les variations des maximums glaciaires ne sont pas suivies par les variations des maximums de nébulosité et ces maximums n'augmentent pas, mais diminuent d'une période glaciaire à une autre.

de l'eau) et du maximum de nébulosité et de teneur en H_2O dans l'atmosphère, un de ces deux maximums devant toujours l'autre. Indiquons alors par « Oc » le cas où le maximum « océanique » arrive le premier, et par « At » le cas où le maximum océanique est retardé par rapport à l'autre.

2) En second lieu il faut considérer que ni les « petites périodes » glaciaires, ni les « périodes » de la nébulosité (et de teneur en H_2O dans l'atmosphère) n'ont des intensités égales, si on compare les « petites » périodes entre elles. Une question se pose donc : si deux périodes glaciaires consécutives ont des intensités différentes, l'intensité des maximums de nébulosité et de teneur en H_2O reflète-t-elle la variation de l'intensité des maximums glaciaires, ou varie-t-elle dans un autre sens ? Nous appellerons « Su » le cas où la deuxième période de nébulosité est plus intense, quand la deuxième période glaciaire est plus intense elle aussi (ou bien celui où le maximum de la nébulosité est plus faible, quand la deuxième période glaciaire est plus faible) : le sens d'une variation est suivie par l'autre. Si, au contraire, elles varient en sens opposés, on appellera ce cas « Co ».

3) Enfin il faut distinguer le cas où les maximums de la nébulosité (et de teneur en H_2O) augmentent en passant d'une période glaciaire à l'autre, de celui où ils diminuent. Nous les désignerons par « Na » (nébulosité augmente) et « Nd » (nébulosité diminue).

On peut ainsi compter *huit types* principaux de périodes glaciaires :

OcSuNa, OcSuNd, OcCoNa, OcCoNd, AtSuNa, AtSuNd, AtCoNa, AtCoNd, dont les résultats

paléogéographiques, sédimentologiques et, même, biologiques diffèrent extrêmement. Ces résultats seront étudiés ailleurs.

Les figures de notre article de 1956 représentent les types VIII (AtCoNd) et VI (AtSuNd). Les figures de cette note représentent les types I (OcSuNa) et VII (AtCoNa).

Toute cette classification est basée sur le déphasage entre Q_p = masse de H_2O dans l'atmosphère et Q_l = masse des glaces. Le déphasage entre Q_p et Q_w (masse de l'eau dans les océans etc.) n'est pas moins important. Ce dernier déphasage peut être soit positif, soit négatif (mais il existe toujours). Réunissons tous les cas où Q_p devance Q_w sous le nom de cycles glaciaires directs, et tous les cas où Q_p retarde sous le nom de cycles indirects. Alors pour les cycles glaciaires on peut faire une des deux hypothèses fondamentales :

(Cycle direct). La première partie de chaque glaciation est caractérisée par la présence de beaucoup de nuages dans l'atmosphère et une grande teneur en vapeur ; la dernière partie a une atmosphère dégagée des nuages.

(Cycle indirect). La première partie de la période glaciaire est ensoleillée, la dernière est nuageuse.

La théorie mathématique des glaciations nous laisse le choix libre entre ces deux éventualités. A première vue, l'hypothèse d'un cycle direct est plus compréhensible ; mais on doit souligner que la deuxième aussi n'est pas exclue du point de vue théorique. Dans l'exemple d'application de notre article de 1956, nous avons choisi l'hypothèse des cycles directs.

Le rôle de la pression fluide dans les déformations tectoniques

par Jean GOGUEL ¹.

Sommaire. — Les recherches de pétrole ont montré que parfois les fluides souterrains pouvaient être à une pression très supérieure à celle correspondant à leur équilibre hydrostatique. En pareil cas, les contraintes nécessaires pour produire un frottement solide, tel que jeu de faille ou chevauchement, peuvent se trouver considérablement abaissées et les déséquilibres du fluide se traduisent par des forces d'entraînement qui peuvent être importantes. La prise en considération du rôle possible de tels phénomènes paraît susceptible d'éclairer la genèse de certaines déformations tectoniques.

Dans un article récent, MM. King Hubbert et William W. Rubey ² ont souligné le rôle que peut jouer la pression hydrostatique du fluide d'imprégnation des roches pour faciliter le jeu de grands charriages. On sait que lorsque dans un solide poreux, tel qu'une roche, le fluide — de l'eau en général — est à une pression H , tout se passe, au point de vue du comportement mécanique de la carcasse solide, comme si elle était soumise, non à la contrainte extérieure globale, mais à une « contrainte effective », que l'on obtient en diminuant de H les composantes normales de la contrainte réelle, ce qui laisse inaltérées les valeurs des cisaillements.

Dans une roche suffisamment perméable, où le fluide est en équilibre, la pression H augmente hydrostatiquement avec la profondeur, comme si l'eau était seule. Les contraintes subies par la roche augmentant également avec la profondeur, par l'action de son poids, on voit facilement que la « contrainte effective » augmente avec la profondeur, comme elle le ferait sous l'action du poids des roches, diminué de la poussée archimédienne qu'elles subissent de la part de l'eau dans laquelle elles baignent. Leur densité étant toujours bien supérieure à celle de l'eau, la « contrainte effective » augmente en profondeur, bien que moins vite que la contrainte totale.

King Hubbert et William W. Rubey se préoccupaient de comprendre le mécanisme par lequel ont pu se produire les grands charriages, en particulier ceux que levait le second dans le S de l'Idaho et le SW du Wyoming. Dans les chevauchements que j'avais étudiés moi-même, le Trias salifère joue un rôle qui a été souligné depuis

longtemps, soit qu'il forme toute la base de la série chevauchante, soit qu'il n'en subsiste que des lambeaux, que l'on peut considérer comme les derniers restes d'une pellicule primitivement continue. Il y a toutes les raisons de considérer que, pris dans son ensemble, cette formation si particulière à gypse, sel, anhydrite, argile, etc., se comporte comme plastique, c'est-à-dire comme susceptible de se déformer pour une valeur donnée du cisaillement, indépendante de la pression normale, et c'est ainsi que j'avais schématisé son comportement, en vue de l'étude mécanique. Ceci ne supposait d'ailleurs rien, quant au mécanisme intime de la déformation, dans laquelle pouvait jouer aussi bien la défloculation des argiles sous l'action de solutions salines, que la dissolution et la cristallisation des sels ; mais, si l'eau avait un rôle à jouer, il n'y avait pas de raison d'attacher une importance particulière à sa pression propre. J'ai montré que, en utilisant ce schéma de la plasticité, les chevauchements devraient être relativement d'autant plus faciles que l'on considérerait des masses plus épaisses.

Il n'en est plus de même lorsqu'on considère des masses rocheuses dures, jouant l'une sur l'autre par frottement solide : tel paraît être le cas, d'après les descriptions de Rubey, pour les chevauchements du Wyoming. Nos confrères

1. Note présentée à la séance du 25 mai 1959.

2. HUBBERT M. K. et RUBEY W. W. (1959) : Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I : Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting; II : Overthrust belt in geosynclinal area of western Wyoming in light of fluid-pressure hypothesis. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 70, pp. 115-166 et 167-206.

américains citent également le chevauchement du Permien de Glaris, comme exemple d'un mouvement qui a dû impliquer un frottement solide. Or, on sait que le frottement solide exige une composante tangentielle, ou cisaillement, qui soit dans un rapport donné (de l'ordre de $1/3$ à $1/4$) à la pression normale. Dès lors que l'on admet que cette loi continue à s'appliquer aux profondeurs considérées, il est facile de voir que tout chevauchement de quelque importance exige une poussée horizontale énorme, et il est pratiquement impossible de rendre compte de l'origine de celle-ci pour une largeur un peu considérable de la masse chevauchante.

Des constatations effectuées dans un certain nombre de champs pétroliers permettent à nos confrères de lever cette grave contradiction. Dans un nombre assez impressionnant de cas — bien que cela ne représente au total qu'une faible proportion des champs exploités — les sondages trouvent les fluides imprégnant les roches (eau, gaz ou huile) à des pressions très supérieures à la pression hydrostatique normale, et qui peuvent approcher d'assez près la pression lithostatique, déterminée par le poids des terrains. Et ceci a été observé précisément dans des bassins relativement récents, occupés par des alternances de sable et d'argile.

Hubbert et Rubey citent comme exemples la région du golfe, en Texas et Louisiane, le Pakistan oriental, où l'on a constaté des pressions fluides dépassant 90 % de la pression lithostatique. Des pressions anormales dans les parties profondes de bassins tectoniquement actifs ont été signalées à Trinidad, en Birmanie, au pied des Andes en Argentine, au Pakistan, en bordure des derniers chevauchements himalayens. Le gisement de gaz de Lacq entre peut-être aussi dans la même catégorie, mais une pression de gaz est normalement plus forte que celle de l'eau environnante, à cause de la légèreté du gaz, l'équilibre de pression se faisant au niveau de la séparation eau-gaz, à la base du gisement, dont la profondeur n'est pas connue à Lacq.

Ces surpressions deviennent sensiblement plus fréquentes à mesure que les sondages atteignent les parties profondes des bassins. Elles se rencontrent essentiellement dans des bassins relativement récents.

Les surpressions, par rapport à la pression hydrostatique théorique, doivent se traduire par une filtration de l'eau, lente en terrain imperméable, mais qui n'est pas rigoureusement nulle. Leur existence pose donc un problème. On peut, semble-t-il, chercher sa solution dans deux directions, qui ne s'excluent nullement.

Les sédiments doivent, après leur dépôt, se compacter sous l'effet du poids des couches supérieures, en éliminant une part de leur eau d'imprégnation, qui se trouve donc alors en surpression. Mais, pour qu'une telle surpression ait pu subsister depuis le dépôt, même de couches du Tertiaire récent, il faudrait supposer aux couches supérieures des perméabilités invraisemblablement basses. On peut également songer à une pression tectonique, une compression latérale du bassin, par exemple, dont le premier effet doit être d'y augmenter les pressions fluides. (Signalons cependant un effet qui jouerait en sens inverse, la dilatance [*dilatancy*] du sable, en vertu de laquelle la porosité, ainsi que le volume global, augmentent, quand un sable meuble se déforme.)

Quoi qu'il en soit, on voit immédiatement que, si le fluide d'imprégnation se trouve à une pression anormalement élevée, les conditions du frottement solide en sont complètement modifiées. A la limite, si la pression fluide était égale à la pression lithostatique, il n'y aurait plus de frottement entre solides, et les roches pourraient se déplacer librement les unes par rapport aux autres. Sans aller si loin, si l'on se donne une pression fluide qui soit 95 % ou 98 % de la pression lithostatique, la pression normale qui s'exerce sur une surface éventuelle de chevauchement n'est plus (pour la « contrainte effective ») que 0,05 ou 0,02 de celle-ci, et la composante tangentielle se trouve réduite dans le même rapport.

Des calculs schématisques montrent alors que tous les chevauchements — que ce soit par poussée latérale ou par écoulement — deviennent très faciles.

Il y a là une notion d'une extrême importance, et je pense qu'il sera désormais essentiel, toutes les fois où nous essayerons de reconstituer les conditions dans lesquelles s'est produit tel ou tel chevauchement mis en évidence par les observations de terrain, de prendre en considération la pression du fluide d'imprégnation, et de nous demander pour quelle raison elle aurait pu être anormalement élevée.

Pour prendre un exemple entre beaucoup d'autres auxquels on pourrait songer, considérons le chevauchement de la nappe pré-rifaine, ou des nappes de l'Ouarsenis, sur des sédiments miocènes, pendant que le dépôt de ceux-ci se poursuivait. La compaction de ces sédiments n'était certainement pas achevée, c'est-à-dire que la charpente solide n'était pas arrivée à la structure qui lui aurait permis de supporter sa part de la surcharge, et que l'eau devait y être à une pres-

sion supérieure à la pression hydrostatique. De combien ? Il est difficile de le dire, et nous en sommes réduits aux hypothèses. Mais imaginons l'arrivée de la nappe sur le fond ; il en résulte une augmentation rapide de la charge solide, assez rapide certainement pour que l'eau ne puisse s'échapper du sédiment qu'elle imprègne. Toute l'augmentation de pression porte donc sur la pression hydrostatique du fluide, et n'affecte pas la « contrainte effective ». En particulier, la résistance au cisaillement, par frottement solide, reste la même, après mise en place de la surcharge constituée par la nappe, qu'avant, c'est-à-dire qu'elle a la valeur très faible correspondant à un sédiment encore meuble et gorgé d'eau. On conçoit donc que le déplacement de la masse chevauchante puisse être très facile.

Je voudrais attirer l'attention sur un autre phénomène mécanique, qui peut également jouer un rôle important. Si, dans une masse poreuse, les pressions hydrostatiques de l'eau d'imprégnation ne sont pas partout en équilibre (c'est-à-dire, ne correspondent pas partout à la même « hauteur piézométrique »), on sait que l'eau tend à circuler des points où la hauteur piézométrique est élevée, vers ceux où elle est plus basse. Mais, s'il s'agit de formations imperméables — et c'est pratiquement le seul cas qui nous intéresse ici — le débit peut être extrêmement faible. Néanmoins, à cette circulation correspond un effort d'entraînement exercé sur le milieu poreux par l'eau qui circule, et dont on démontre qu'il est l'équivalent d'une force s'exerçant sur chaque élément de volume, égale au gradient de la pression correspondant à la hauteur piézométrique, et donc indépendante du débit réel de la circulation. Dans une formation très imperméable, ce débit peut être pratiquement nul, la force de volume correspondant au gradient de la pression hydrostatique n'en existe pas moins. Reprenons le cas de la nappe qui s'avance sur des sédiments miocènes : entre la région où la surcharge due au poids de la nappe a déterminé une augmentation de la pression hydrostatique du fluide, et celle, située en avant du front de la nappe, où cette pression est restée ce qu'elle était dans le sédiment en cours de compaction, il existe un tel gradient dans le sens horizontal, auquel correspond par conséquent une force de volume horizontale, qui tend à entraîner vers l'avant les

sédiments situés sous le front de la nappe, et qui peut donc jouer un rôle dans la progression de celle-ci. L'effet global de cette force de volume, s'exerçant entre la région où le poids de la nappe a produit une élévation de la pression fluide, et l'avant-pays, où cette augmentation ne s'est pas produite, est le même que si l'on faisait agir horizontalement, sur toute la section considérée, une pression égale à celle que produit la surcharge de poids due à la nappe.

Il me paraîtrait vain de spécifier dans tous ses détails, un schéma combiné de manière à faire jouer au maximum le processus qui vient d'être indiqué, pour le soumettre à des calculs numériques. Je me bornerai donc, aujourd'hui, à montrer son existence, et à souligner que, par son ordre de grandeur, il peut jouer un rôle notable parmi les autres forces en jeu.

Complétée par la prise en considération de la force d'entraînement résultant d'un gradient de hauteur piézométrique, la notion des pressions hydrostatiques anormalement élevées qui peuvent avoir régné au moment des grandes déformations tectoniques, et en particulier des chevauchements, est de celles dont il ne sera plus possible désormais de faire abstraction. On peut d'ailleurs espérer que des observations directes viendront confirmer le rôle de ces surpressions, si nous apprenons à reconnaître leurs traces. Je pense, par exemple, à ces « filons clastiques », qui témoignent directement d'un entraînement de sable par une eau sous pression, et dont l'extension mériterait d'être notée en détail.

Pour le géologue alpin, la notion de flysch implique, d'une part certains caractères sédimentologiques, et d'autre part un comportement tectonique particulier. On pressent un lien entre ces deux notions, si le flysch était une formation se prêtant particulièrement à une surpression de son eau d'imprégnation, qui pouvait se transmettre le long des lits gréseux, isolés par des parties argileuses. Dues peut-être aux premiers efforts tectoniques, de telles surpressions pouvaient modifier tout le comportement mécanique ultérieur, selon des mécanismes qu'il conviendrait maintenant d'analyser en détail.

Le cas du flysch n'est qu'un exemple. Mais c'est dans toute l'analyse tectonique qu'il y aura lieu de faire intervenir le rôle d'une éventuelle surpression de l'eau d'imprégnation.

Déformations tardives du synclinal de Pompignan — Saint-Martin-de-Londres et antécédence du réseau hydrographique (feuille du Vigan au 80.000^e)

PAR MAURICE GOTTIS ¹.

Sommaire. — Un certain nombre d'anomalies du réseau hydrographique se manifestent dans la région du synclinal de Pompignan — Saint-Martin-de-Londres (f. du Vigan). Ces anomalies ne paraissent pouvoir être expliquées qu'en admettant l'antécédence d'une partie de ce réseau par rapport à des gauchissements affectant les bordures du synclinal. Les principaux faits conduisant à cette interprétation sont le franchissement d'une côte par un cours d'eau dont la source se tient à une altitude inférieure à celle de la côte, et l'existence d'un cours fossile attribuable à une rivière cévenole et se dirigeant vers le point de percement de la côte.

Il est admis que l'orogénèse alpine a eu, entre autres conséquences, l'exhaussement récent du bord oriental du Massif central. Ce phénomène se serait produit suivant un système de cassures sensiblement méridiennes à regard est, dominant la vallée du Rhône.

L'exhaussement, dont les Causses sont un exemple, est révélé en outre par le tracé même du réseau hydrographique dont la nature épigénique de nombreux tronçons est certaine : telles les gorges du Tarn, de la Jonte, de la Vis, de l'Hérault, de l'Ardèche, du Chassezac qui sont bien connues.

Des déformations intéressantes des secteurs plus restreints ont été signalés dans la région de Montpellier ² et en Camargue ³. Cependant, au NW de la faille de Corconne et du causse de Viols-le-Fort, l'absence de dépôts néogènes ne permet pas de les dater avec précision. Néanmoins, certains éléments du réseau hydrographique, en raison de leur caractère antécédent, plaident en faveur de réajustements tectoniques récents. Tel semble être le cours d'un petit affluent de l'Hérault, le Lamalou.

Ce dernier a pour origine une source vaclusienne jaillissant sur le flanc oriental de la cuvette de Saint-Martin-de-Londres, à proximité du contact Tertiaire-Crétacé, vers la cote 200. De là il se dirige vers l'Ouest en direction du relief anticlinal du pays de Buèges. Son cours obséquent

pénètre d'abord la cote calcaire du Jurassique supérieur qui se tient aux altitudes de 400 à 600 m suivant les endroits, puis le plateau épi-anticlinal du causse de la Selle. Le Lamalou et l'Hérault dessinent des méandres encaissés au sein de cette surface inclinée de l'Ouest (300 m) vers l'Est (220 m). Les altitudes de la portion orientale de la cuvette de Saint-Martin-de-Londres d'une part, du causse de la Selle d'autre part, sont sensiblement les mêmes ; ceci laisse supposer que l'évolution structurale de la région était terminée lorsque l'Hérault et le Lamalou, dans son cours inférieur, ont gravé leurs gorges.

En revanche, le fait que le bord oriental de l'anticlinal du Buèges est porté à la cote moyenne de 500 inciterait à admettre l'antécédence du cours du Lamalou si les deux propositions suivantes sont vérifiées :

— le Lamalou est bien responsable du creusement de la gorge qui tranche les calcaires du Jurassique supérieur de l'anticlinal ;

1. Note présentée à la séance du 25 mai 1959.

2. DREYFUSS M. (1941) : Quelques problèmes géographiques dans la région marseillaise. *Bull. Soc. lang. Géogr.*, (2), t. XII, fasc. 1 et 2.

3. DENIZOT G. (1938) : La Crau, la Camargue et l'étang de Berre. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XI, fasc. 1. 160 p., 1 pl. — (1941) : La formation géologique du delta du Rhône. *Rev. d'Arles*, n° 3, p. 75-78. — (1936-1946) : La Costière nîmoise. *Bull. Soc. Ét. Sc. nat. Nîmes*, t. XLVIII, p. 137-151, fig. 1.

— la position de la source du Lamalou n'a pas, ou peu, varié depuis le début de l'évolution morphologique régionale

Les formes juvéniles de la cluë empruntée par

le Lamalou, seule rivière pérenne, incitent à première vue à le considérer comme l'agent de la percée du Jurassique. Cependant une analyse plus poussée montrera par la suite que le Lama-

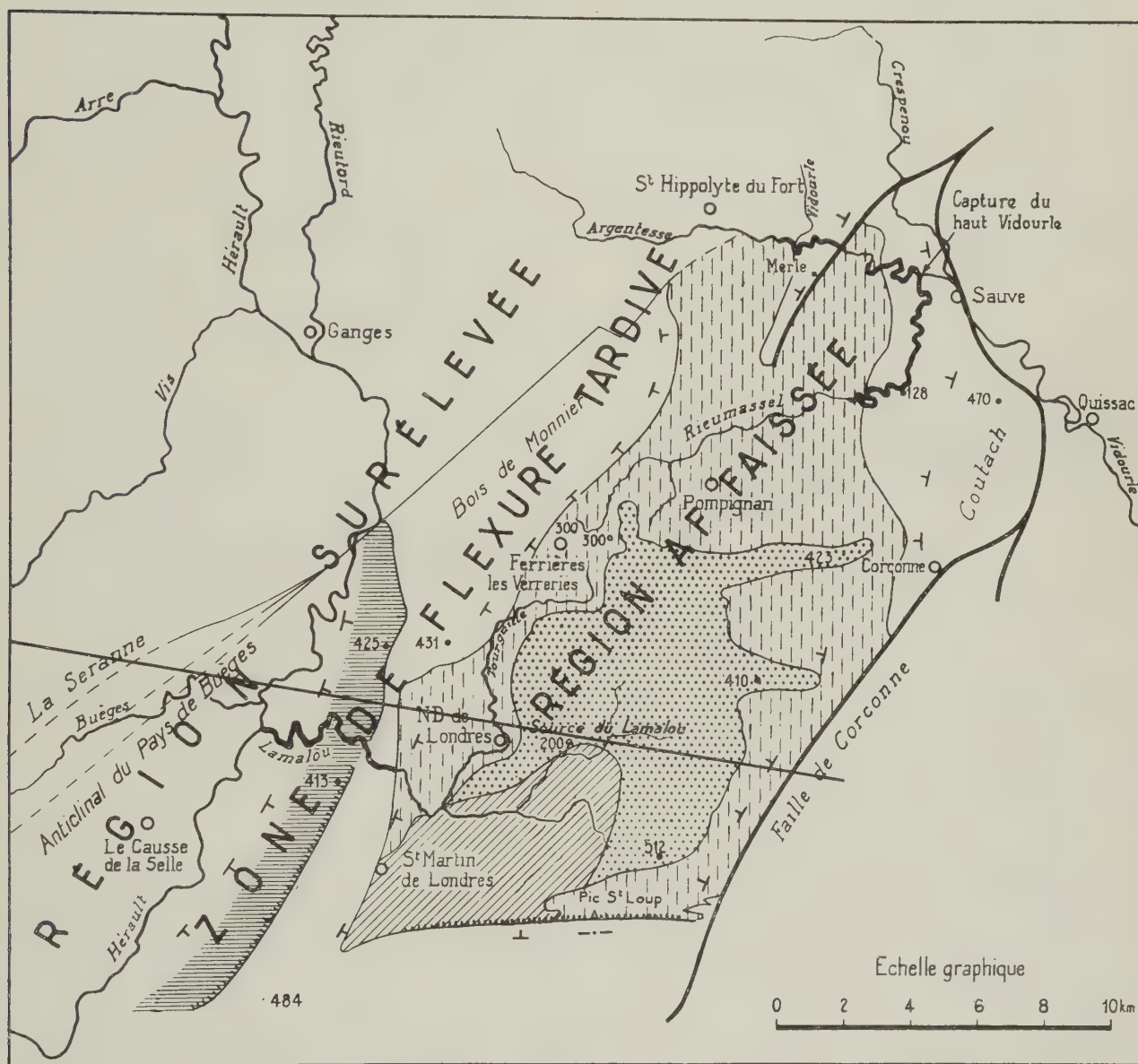


FIG. 1. — Carte géologique et hydrographie schématique du synclinal de Pompignan — Saint-Martin-de-Londres.

lou a peut-être été aidé dans son travail par un autre élément du drainage dont l'antécédence est encore plus accusée.

On sait que beaucoup de sources vauclusiennes se déplacent en altitude au cours de l'évolution du niveau de base local. C'est pourquoi on pourrait penser qu'au moment de la percée de la gorge obséquente, la source du Lamalou se tenait à un niveau supérieur à celui de l'enceinte

jurassique de l'anticlinal de Buèges. Cependant, l'observation des environs de la source est peu favorable à une telle hypothèse.

La source est alimentée par les eaux de précipitation ayant circulé au sein d'un karst sculpté dans la dalle calcaire du Valanginien supérieur qui constitue l'ossature du synclinal de Saint-Martin-de-Londres. Ce dernier conserve de l'Éocène et de l'Oligocène en majeure partie argileux

WNW

ESE

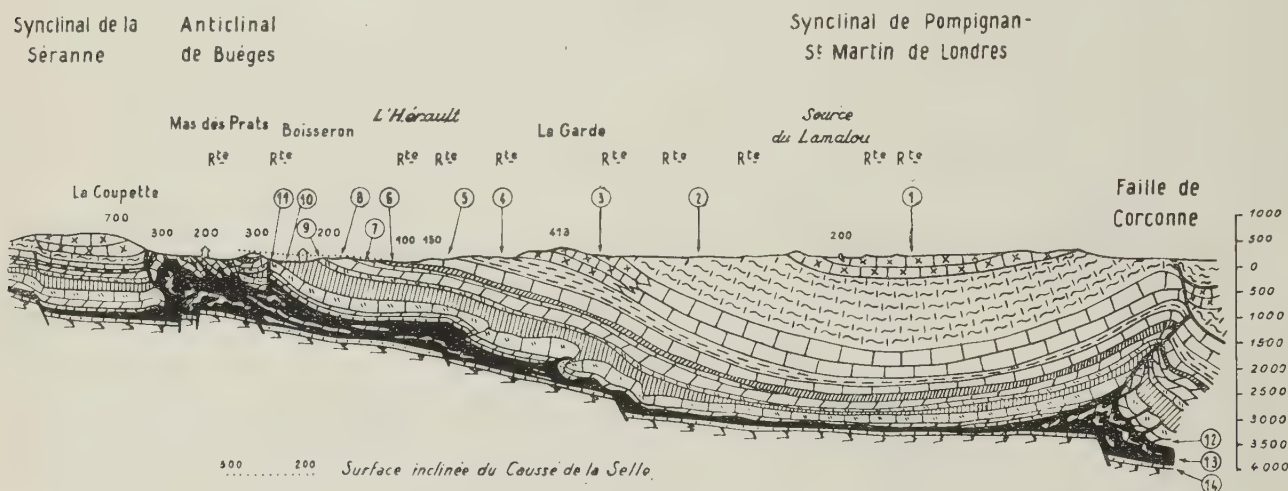


FIG. 2. — Coupe transversale à l'anticlinal de Buèges et au cause de Pompignan.

1 : calcaire réservoir du Valanginien supérieur ; 2 : marno-calcaire du Valanginien inférieur ; 3 : calcaire organogène du Jurassique terminal ; 4 : marno-calcaire du Kimméridgien inférieur ; 5 : calcaire rauracien ; 6 : marne de l'Argovien ; 7 : calcaire callovien ; 8 : dolomie bathonienne ; 9 : calcaire siliceux du Bajocien ; 10 : marne du Lias ; 11 : calcaire siliceux du Lotharingien-Pliensbachien ; 12 : dolomie de l'Hettangien ; 13 : Trias supérieur et Rhétien ; 14 : Trias inférieur grés-argileux.

Échelle des longueurs = échelle des hauteurs.

et discordants à la fois sur les marnes du Valanginien inférieur et sur le calcaire karstifié. Ainsi, la nappe d'eau qui y est abritée est-elle captive et fermée vers l'Ouest. La source du Lamalou ne représente alors plus que le trop-plein de ce réservoir dont l'extension est liée à celle des formations tertiaires.

Quelle que fut la surface couverte par ces dernières, elle ne devait pas, dès la fin de l'Oligocène, différer sensiblement de l'actuelle étant donné la discordance de l'Oligocène sur l'Éocène et la disposition structurale que conserve encore la dépression de Saint-Martin.

L'absence totale d'alluvions plus jeunes que l'Oligocène, celle de tout indice de drainage, tant sur le plateau calcaire que dans la cuvette tertiaire, inclinent à penser qu'aucun cours d'eau de provenance lointaine n'a participé

depuis l'Oligocène au comblement de la dépression, que l'érosion ne s'est pas encore organisée pour la disséquer. Toute rivière collectant les eaux du synclinal n'a donc pu normalement s'écouler à travers la ceinture orientale du synclinal.

La nature marno-calcaire du talus supportant la face interne de la cote jurassique, ainsi que l'altitude élevée (localement 500 m) atteinte par les roches du talus, rendent peu probable une capture par circulation hypogée tardivement dégagée de sa voûte.

La faible largeur de la cote et l'absence de réseau susceptible de la disséquer rendent peu probable également une telle capture par l'individualisation d'un affluent dont on discerne mal quelles auraient pu être les sources de ruissellement.

Il faut, semble-t-il, admettre le jeu d'une flexure au flanc oriental de l'anticlinal de Buèges postérieurement à l'établissement d'une partie du réseau hydrographique. Cette dislocation se prolonge du reste vers le Nord-Est par le système de failles bordant les hauteurs du bois de Monnier.

Ainsi donc, malgré son exhaussement, le bord oriental de Buèges a permis la conservation et l'encaissement d'un cours antécédent, mais il est possible que celui-ci n'ait pas été le seul agent de ce creusement d'un type singulier. De fait, lorsqu'on examine le développement vers le Nord-Est du domaine crétacé et jurassique qui forme l'auréole secondaire du synclinal de Saint-Martin, l'attention est attirée par la curieuse confluence des gorges sèches épigénitiques du Vidourle et du Rieu Massel en amont de Sauve. Elles paraissent se situer dans le prolongement l'une de l'autre tandis que le trait de scie, grâce auquel le cours temporaire du Vidourle franchit l'arête jurassique de Sauve, leur est orthogonal. De tracé rectiligne, il offre tous les signes d'une capture du haut Vidourle par le « Vidourle inférieur Crespenou » drainant la région affaissée à l'E de la faille de Corconne.

S'il est donc vraisemblable qu'avant sa capture le haut Vidourle se prolongeait par le Rieu Massel, dans quelle direction les eaux s'écoulaient-elles ? Le Rieu Massel a son origine au col de Ferrières, point haut à la fois structural et topographique de la combe monoclinale située au pied du relief jurassique faillé du bois Monnier. Vers le Sud-Est, en direction de Notre-Dame-de-Londres et des gorges du Lamalou, le ruisseau de Tourgille représente un bien trop faible collecteur temporaire, localement encombré d'alluvions, pour être responsable du creusement de la combe où il déroule son lit ; il ne reçoit en effet que des précipitations locales.

Il est raisonnable d'admettre qu'avant sa capture par le bas Vidourle, à Sauve, le haut Vidourle Rieu Massel s'écoulait par le Tourgille vers les gorges du Lamalou, dont il aurait été un actif agent. Il faudrait alors supposer que

l'inversion des deux segments de cet ancien cours, de part et d'autre du col de Ferrières, soit la conséquence, non seulement de la capture de Sauve, mais également d'un affaissement de la masse jurassique de Coutach. L'axe de ce mouvement aurait été lié précisément à la flexure orientale du bois de Monnier. L'altitude des méandres encaissés du Rieu Massel et du Vidourle n'excède pas, en effet, 130 m, celle du col de Ferrières est voisine de 300 m. Ces deux cours d'eau n'empruntent qu'exceptionnellement les deux éléments de gorges précitées. Le Vidourle se perd en amont de la gorge et, après un cours hypogée, resurgit en aval de la capture de Sauve. Quant au Rieu Massel, il ne coule que temporairement.

Ces gorges encaissées sont aujourd'hui fossiles, tout comme, du reste, les cotes de leur fond. L'exhaussement relatif des crêtes jurassiques des panneaux de Merle et de Coutach s'est traduit, au cours de la phase encore active du drainage superficiel, par la formation de méandres sur leur emplacement. Au contraire, les segments de cours développés sur les panneaux alors en voie d'affaissement épousent un tracé rectiligne.

On peut donc penser qu'une série de déformations les unes souples, les autres cassantes, ont affecté la bordure orientale de l'anticlinal de Buèges et la masse monoclinale de Coutach après l'installation d'un premier réseau de drainage dont il ne subsiste aujourd'hui que des éléments épars.

Enfin l'existence d'un réseau karstique développé au sein de la masse jurassique selon une direction parallèle à celle du réseau superficiel qui lui a donné naissance, c'est-à-dire vers l'Ouest-Sud-Ouest, explique peut-être l'origine récemment mise en évidence d'une partie des eaux du Lez dont l'alimentation pourrait être recherchée dans le massif du Coutach et à la perte du Vidourle lui-même. Des explorations spéléologiques permettront peut-être de préciser, par les divers stades d'adaptation du drainage souterrain, certains aspects de cette évolution structurale.

Granuloclasement vertical (graded bedding) et figures de courants (current marks) dans les calcaires purs : les brèches de flanc des sillons géosynclinaux

par Jean AUBOUIN ¹.

Sommaire. — Description de granuloclasement vertical (graded bedding) et figures de courants (current marks) dans des calcaires microbréchiques purs de tout apport terrigène ; situation de ces microbrèches sur les flancs de sillons géosynclinaux ; problèmes stratigraphiques posés.

L'attention a été attirée depuis longtemps sur les phénomènes de classement dans les dépôts terrigènes et particulièrement le Flysch (et les graywackes des auteurs de langue anglaise), surtout depuis les travaux de Ph. Kuenen et son école.

Cet auteur, en compagnie de C. I. Migliorini [1950], a attribué le granuloclasement vertical (graded bedding) à une sédimentation par des « courants de turbidité » dont il avait étudié le mécanisme expérimentalement.

Les figures de courants (current marks) sont, en quelque sorte, la preuve du processus sédimentaire invoqué ; elles consistent le plus souvent en véritables rainures creusées au toit des lits marneux et remplies du matériel gréseux qui forme le lit immédiatement supérieur ² ; cette disposition montre clairement que la sédimentation des grès accompagnait une érosion concomittante des marnes sous-jacentes et rend très vraisemblable que l'érosion et la sédimentation soient dues à un même facteur, à un même « courant de turbidité ». Les figures de courants sont diverses dans le détail et ont fait l'objet de classifications (cf. notamment Shrock [1948]) dont la plus récente est celle de P. Kuenen [1956].

Jusqu'ici on a rarement décrit ces phénomènes dans des séries autres que terrigènes (flysch ou graywackes) ; pourtant, *a priori*, on pouvait penser que le mécanisme invoqué (courants) devait être indépendant du matériel transporté.

Récemment Ph. Kuenen et E. Ten Haaf [1956] ont fait un inventaire des cas de granuloclasement vertical (graded bedding) dans les calcaires ; de celui-ci il résulte que ces phénomènes

ont été très rarement décrits dans les *calcaires purs* (si par contre ils l'ont été dans des calcaires gréseux qui sont des dépôts terrigènes *pro parte*, par exemple le « brecciole » décrit par Ph. Kuenen et C. I. Migliorini dans les Flyschs de l'Apennin) : dans le Jurassique supérieur de la nappe de Morcles [Carozzi, 1952] ; dans le Lias moyen des Abruzzes ; dans le Miocène de la même région (au N du Gran Sasso) ; dans le calcaire « alberese » de Toscane (à l'E de La Spezia ; encore cet exemple est-il celui d'un calcaire marneux associé à des formations terrigènes, « scisti galestrini » ou « argille scagliose » suivant les endroits), ces trois derniers cas décrits par Ph. Kuenen et E. Ten Haaf [1956]. Pour rares qu'ils soient, ces exemples n'en sont pas moins importants et suggèrent, comme les deux auteurs précités l'indiquent, qu'il soit possible d'en trouver d'autres. Enfin, il était du plus haut intérêt de situer de tels exemples dans un cadre paléogéographique précis.

J'ai pu, en partie du moins, répondre à ce souhait dans un travail poursuivi pendant plusieurs années en Grèce.

J'ai décrit dans ce même *Bulletin* [Aubouin, 1958] le cadre et l'évolution paléogéographique des Hellénides (voir notamment la texte-planche de cette note) constituées, d'W en E, de la ride d'Apulie (qui fait la limite avec le système italique), du sillon ionien, de la ride du Gavrovo,

1. Note présentée à la séance du 15 juin 1959.

2. Ces « figures de courant » sont, en général, conservées en contre-empreinte à la base des lits de grès.

du sillon du Pinde, de la ride pélagonienne et sa marge subpélagonienne (du côté du sillon du Pinde). Point important, pendant la totalité du Secondaire — et une partie du Tertiaire pour les

zones externes — aucun apport terrigène ne vient troubler la sédimentation propre de ces zones isopiques, récifale et calcaire sur les rides, pélagique et calcaro-siliceuse dans les sillons ³.

Les brèches de flanc.

Or les flancs des sillons sont caractérisés par des intercalations de microbrèches calcaires dans les sédiments pélagiques, intercalations dont l'axe des sillons demeure en général dépourvu ; elles méritent donc le nom de « brèches de flanc » et ont le grand intérêt de caractériser d'une façon simple le flanc commun au sillon et à la ride qui le borde.

Soit, par exemple, le sillon ionien au Sénonien (fig. 1). A ce moment les Rudistes prolifèrent tant sur la ride du Gavrovo que sur la ride d'Apulie ; dans le sillon ionien lui-même se sédimentent des calcaires pélagiques en plaquettes intercalés de lits de silex (formation des calcaires de Vigla).

A l'Ouest, sur le flanc de la ride d'Apulie, comme à l'Est sur le flanc de la ride du Gavrovo, des microbrèches calcaires s'intercalent lit par lit dans la série pélagique comme il vient d'être dit précédemment.

Ces microbrèches sont constituées d'un ciment calcaire que rien ne différencie des calcaires pélagiques francs ; dans ce ciment se rencontrent des débris calcaires caractéristiques :

— des rides immédiatement voisines : sur le flanc de la ride du Gavrovo, débris de calcaire de type urgonoïde connus du Sénonien du Gavrovo et dans lesquels on trouve la microfaune benthique habituelle (*Cuneolina* sp., par exemple) ;

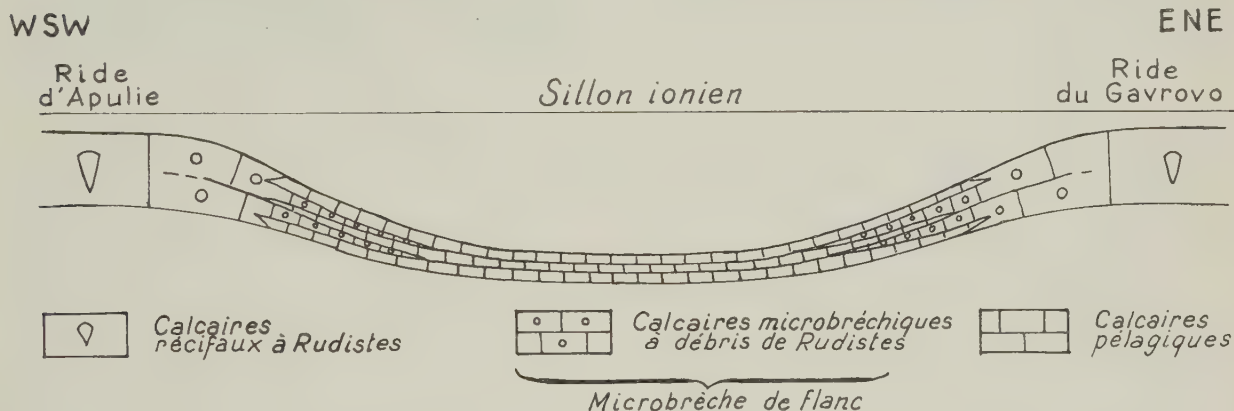


FIG. 1. — Schéma de la situation des « brèches de flanc » d'après l'exemple du sillon ionien au Sénonien (largeur du sillon : de 100 à 200 km).

débris de Rudistes (Hippuritidés et Radiolitidés), de Bryozoaires, de Foraminifères benthiques dont on sait qu'ils proliféraient sur la ride du Gavrovo ; — du sillon lui-même : débris de calcaires pélagiques.

Dans tout ce matériel, point d'apport terrigène ; d'ailleurs, on sait que la ride du Gavrovo n'a pas émergé à cette époque.

Fait remarquable, ces *microbrèches de flanc*, si elles sont polygéniques dans leur constitution, sont homogènes du point de vue stratigraphique : les débris qu'on y trouve sont tous d'un même âge qui est celui exactement des calcaires péla-

giques dans lesquels ils s'intercalent ; deux exemples le montreront :

— au Maestrichtien, les microbrèches s'intercalent dans les calcaires pélagiques à *Globotruncana stuarti* LAPP., *G. arca* CUSH., *Gümbelina* sp., *Globigerina* sp. ; on y rencontre, remaniés de la ride du Gavrovo, des Orbitoides de même niveau : *Orbitoides media* ARCH., *O. apiculata* SCHLUMB., *Lepidorbitoides socialis* LEYM., *L. minor* SCHLUMB., *Omphalocyclus macroporus* LMK,

3. A l'exception d'un court épisode terrigène à la fin de l'Éocène, limité au sillon du Pinde.

Clypeorbis mamillata SCHLUMB., *Hellenocyclina beotica* REICHEL, *Siderolites calcitrapoides* LMK, *S. vidali* DOUV. ; on y rencontre, remaniés du sillon lui-même, des débris de calcaires pélagiques avec la même faune de *Globotruncana*, *Gümbelina*, *Globigerina* que dans le ciment des microbrèches ou les calcaires pélagiques qui alternent avec elles ;

— en certains endroits de la ride du Gavrovo,

il existe, vers la fin du Maestrichtien, un horizon de calcaires oolithiques ; on en retrouve des débris dans les brèches de flanc du sillon plus à l'Ouest, au même niveau stratigraphique.

Ces microbrèches résultent bien de *remaniements sous-marins sans émerision*, aux dépens des sédiments fraîchement déposés, donc d'un même horizon stratigraphique. La clé de leur homogénéité stratigraphique est là.

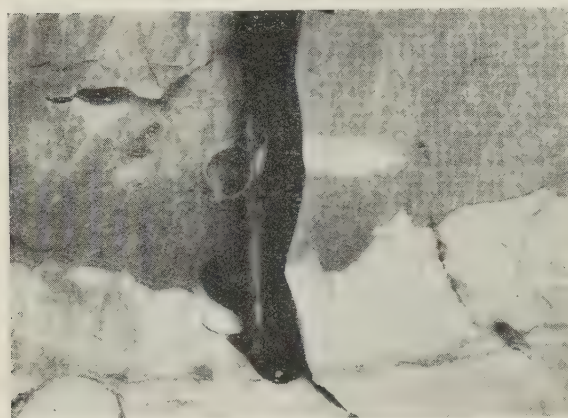


FIG. 2. — Deux exemples de rapport lit à lit dans le Sénonien supérieur du flanc interne (est) du sillon ionien (affleurements situés à la route Arta-Dafnoti, au N d'Aknotopos).

On observera : les figures de courant (current marks) à la base de la microbrèche calcaire qui ravine le calcaire pélagique sous-jacent ; le granuloclassement vertical (graded bedding) dans la microbrèche calcaire.

Les rapports lit à lit des microbrèches et des calcaires pélagiques sont non moins remarquables.

Très souvent, les microbrèches ravinent le calcaire pélagique sous-jacent (fig. 2) en donnant des « figures de courant » (current marks) très caractéristiques, bien qu'elles ne soient visibles en général qu'en section et non à la surface des bancs (en raison de l'identité du ciment des microbrèches et du calcaire pélagique sous-jacent, conditions exclusives d'une érosion différentielle).

En outre, les microbrèches présentent un granuloclassement vertical net (fig. 2), particulièrement là où l'on observe des figures de courant : en 10 cm (20 cm au maximum), on passe, de bas en haut, d'une microbrèche où les éléments sont de la taille du centimètre à des calcaires pélagiques typiques.

De telles observations peuvent se faire dans d'excellentes conditions au N d'Aknotopos, au bord de la route allant d'Arta à Dafnoti ; mais elles ne manquent pas ailleurs.

Enfin, les microbrèches présentent un granuloclassement latéral, suivant la pente, non moins net, mais visible naturellement à une beaucoup plus grande échelle, à l'échelle du sillon et non plus de l'affleurement : ainsi, sur le flanc ouest de la ride du Gavrovo, les débris calcaires sont d'une taille de 5 à 10 cm, côté ride, jusqu'à disparaître avant l'axe du sillon.

Bref, tous ces caractères sont clairement ceux que Ph. Kuenen attribue à la sédimentation par des courants de turbidité dont on voit ici qu'ils dévalaient les flancs du sillon.

On comprend alors aisément l'origine des débris de la microbrèche : d'une part, les courants entraînent les sédiments non encore consolidés déposés sur la ride (quant aux Rudistes, ils sont certainement réduits en débris par des organismes perforants), d'autre part, érodant les sédiments pélagiques encore frais du sillon, ils en arrachent et transportent des fragments. Or, et c'est essentiel, il n'y a pas ici le moindre apport terrigène.

Conclusions.

Un certain nombre de conclusions se dégagent de ces faits.

1) Au point de vue sédimentologique, il est ainsi prouvé que *l'existence des courants de turbidité est indépendante de la nature du matériel transporté* comme on pouvait s'y attendre *a priori*. Certains caractères sédimentologiques qu'on pouvait croire réservés au flysch (ou aux graywackes des auteurs de langue anglaise), tels la rythmicité, le granuloclasement, les figures de courant se révèlent être plus généraux ; ce n'est donc pas sur ceux-ci qu'on pourra fonder la définition de ces formations, comme on a quelque peu tendance à le faire actuellement.

2) Du point de vue paléogéographique, ces brèches de flanc ont un grand intérêt puisqu'elles permettent de distinguer dans un sillon l'axe des flancs. Néanmoins, cette distinction n'est pas toujours aussi claire : pour ne reprendre que l'exemple des Hellénides, dans le sillon du Pinde, avant le Sénonien, jamais les microbrèches de flanc n'ont atteint l'axe, de sorte que la distinction est facile à faire à tous moments ; mais au Sénonien, le régime des courants de turbidité s'accroît encore et les microbrèches plus abondantes gagnent l'axe du sillon, rendant la distinction plus délicate (malgré tout, les microbrèches sont plus fines dans l'axe du sillon que sur ses flancs) ; il en est de même au Sénonien dans le sillon ionien.

De toute manière, on remarquera que ces brèches ne marquent nullement l'emplacement des rides, comme on avait tendance à le penser autrefois, mais au contraire les flancs de celles-ci, chose parfaitement logique du point de vue dynamique et rendue certaine du fait qu'on connaît, au même moment, la sédimentation sur les rides (néritique ou récifale) et dans les sillons (pélagique).

3) Du point de vue stratigraphique, l'interprétation de ces microbrèches demande beaucoup de précautions.

Celles qui ont été étudiées ici peuvent être qualifiées de « *microbrèches homogènes* » du point de vue stratigraphique, dans la mesure où il a été prouvé qu'elles ne remaniaient que les couches qui venaient d'être déposées, donc d'un même horizon stratigraphique, qu'elles soient *monogéniques* (elles remanient des couches d'une même zone de faciès : c'est le cas de beaucoup de « fausses brèches » de différentes régions, encore qu'il faudrait vérifier le fait avec préci-

sion) ou *polygéniques* (elles remanient alors des couches de différentes zones de faciès ; c'est le cas des brèches de flanc étudiées ici).

Il faut les distinguer des « *microbrèches hétérogènes* » du point de vue stratigraphique. Celles-ci sont toujours *polygéniques* et comprennent un mélange de matériaux non seulement de faciès différents, mais surtout d'âges différents. La plupart proviennent d'une sédimentation brusque (par courants de turbidité, sans doute) d'un matériel arraché par l'érosion à une zone émergée, et ne présentent pas une nature fondamentalement différente de celle des conglomérats ; d'autres peuvent être des brèches d'écroulement sous-marin, liées soit à une faille sous-marine vivante (comme par exemple les brèches signalées par J. de Lapparent dans le Crétacé supérieur des Pyrénées basques), soit à l'avancée de nappes de glissement sous-marines (dans ce cas, tous les intermédiaires peuvent s'observer entre glissement des couches — « *slumping* » — glissement de la nappe, courant de turbidité, sédimentation normale [Caire, 1957 ; Mattauer, 1958]. A certaines brèches hétérogènes, témoignant d'une sédimentation particulièrement brusque, E. Beneo [1958] a donné le nom d'« *olistostrome* »⁴.

Il est évidemment capital de savoir si une brèche est homogène ou hétérogène ; dans le premier cas, les faunes qu'on y trouve datent la formation ; dans le second cas, il n'en est rien et l'on risque de vieillir beaucoup une série en la datant par la faune des brèches (qui sont parfois les seules très abondantes dans certaines séries de Flysch).

Le choix est toujours difficile et la certitude douteuse. Néanmoins quand, comme nous l'avons vu ici, les faunes sont toujours de même horizon dans les débris remaniés et dans le ciment de la microbrèche, celle-ci est probablement homogène ; cette certitude peut être renforcée si l'on connaît bien le cadre paléogéographique et que l'on puisse montrer que les débris remaniés appartiennent bien au même horizon que le ciment. Par contre, le moindre mélange stratigraphique dans une microbrèche et celle-ci est

4. Parfois ce sont de véritables blocs, qui peuvent être gros, qu'on rencontre brusquement sédimentés dans une série de Flysch ; E. Beneo les nomme « *olistolithes* » ; ils correspondent à la notion de « *klippe sédimentaire* » de P. Lamare ; il importe en effet de les différencier des *klippes* tectoniques dont ils évoquent parfois la situation.

hétérogène : les faunes contenues sont peut-être sans signification ; ainsi, au sujet des microbrèches fréquemment intercalées dans les formations de Flysch (que bien souvent elles datent), il faut penser que, le grain de quartz étant en quelque sorte le « fossile caractéristique » du socle antérieur à la série géosynclinale, tous les remaniements stratigraphiques sont possibles.

J'ai voulu, dans les lignes précédentes, attirer une nouvelle fois l'attention sur les brèches et microbrèches qui occupent une place capitale dans la sédimentation géosynclinale et méritent qu'on en fasse, dans chaque zone, l'étude systématique, laquelle doit permettre de reconstituer avec beaucoup de finesse la paléogéographie de la région considérée.

Bibliographie sommaire.

- AUBOUIN J. (1957). — Essai de corrélations stratigraphiques en Grèce occidentale. *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 281-304.
- (1958). — Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides. *Ibid.*, (6), VIII, p. 731-749.
- (1959). — Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins d'Épire et de Thessalie. Thèse Paris (1958) et *Ann. géol. Pays helléniques*, t. X, 510 p.
- (1959). — A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), t. II, n° 3, p. 135-188.
- BENEO E. (1956). — Accumuli terziari da risedimentazione (olisostroma) nell'Appennino centrale et frane sootomarine. *Boll. Soc. geol. Ital.*, vol. LXXVIII, p. 291-321.
- CAIRE A. (1957). — Étude géologique de la région des Biban (Algérie). Thèse Paris (1957) et *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 16, 818 p.
- CAROZZI A. (1952). — Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. *Rev. gén. Sciences*, t. 59, p. 229-245.
- ERICSON D. B., EWING M. et HEEZEN B. C. (1952). — Turbidity currents and sediments in North Atlantic. *Bull. amer. Ass. Petr. Geol.*, vol. 36, p. 489-511.
- KUENEN Ph. (1948). — Turbidity currents of high density. *Proc. 18^e sess. intern. geol. Congr. Gr.-Brit.*, part. 8, p. 44-52.
- (1956). — Sole marking of graded graywackes beds. *Journ. Geol.*, vol. 65, n° 3, p. 231-258.
- KUENEN Ph. et MIGLIORINI C. I. (1950). — Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Ibid.*, vol. 58, p. 91-126.
- KUENEN Ph. et MENARD H. W. (1952). — Turbidity currents, graded and non-graded deposits. *Journ. Sediment. Petrol.*, vol. 22, n° 2, p. 83-96.
- KUENEN Ph. et TEN HAAFF E. (1956). — Graded bedding in limestones. *Pr. k. Nederl. Ak. Wetensch.*, ser. B, vol. 59, p. 314-317.
- MATTAUER M. (1958). — Étude géologique de l'Ouarsenis oriental, Algérie. Thèse Paris (1958). *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 17, 534 p.
- SHROCK R. (1948). — Sequence in layered rocks. New York, Londres, Mc Graw Hill éd., 507 p.

Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-aquitain

par Daniel BUGNICOURT, François DALBIEZ, Philippe DUFAURE¹.

Sommaire. — Un certain nombre de forages, entrepris au cours de ces dernières années par les sociétés de recherche de pétrole, ont atteint et ont parfois profondément exploré les séries anté-permotriassiques et jurassiques. Ce substratum est représenté, soit par des terrains métamorphiques, soit par des séries paléozoïques datées en plusieurs points par des macrofaunes.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES. — Déjà connus à Rochefort², ils ont été caractérisés dans plusieurs forages : Lamarque, Carcans, Le Porge — tous trois situés dans la presqu'île du Médoc — et La Française dans le Quercy.

Lamarque 1 ($X = 358,70$; $Y = 314,40$; $Z^3 = 20$) ; *Carcans 1* ($X = 337,76$; $Y = 309,30$; $Z = 32,4$). Sous les grès conglomératiques et les argillites rouges du Permo (?) - Trias, les forages de Lamarque et Carcans 1 ont rencontré, aux cotes respectives de 1 846 m et 1 794 m, des séries métamorphiques, qu'ils ont reconnues sur 56 m et 108 m. Il s'agit de schistes sériciteux gris-vert et noirâtres, lustrés, que recoupent quelques filonnets de quartz. Ces schistes peuvent être localement gréseux ou intercalés de minces horizons dolomitiques.

Le Porge 1 ($X = 370,41$; $Y = 291,92$; $Z = 28,25$). Le substratum, touché à 2 644 m, au-dessous d'un Permo (?) - Trias subhorizontal et puissamment développé, est représenté par des schistes métamorphiques inclinés à 40-50°. Reconnus jusqu'à 2 694,30 m, ils montrent de fortes affinités pétrographiques avec ceux de Carcans et Lamarque. Ce sont des schistes quartzeux et sériciteux, à texture très fine, gris verdâtre et gris foncé, satinés ou lustrés (où la schistosité semble correspondre généralement à la stratification), comportant des zones plissotées à nombreux filonnets de quartz et veinules de dolomite. L'analyse pétrographique montre le caractère orienté de la masse sériciteuse, finement fibreuse, et la présence de rosettes de muscovite de néoformation, dans une texture mylonitique. Ici encore, les quartz ont perdu leur caractère clastique, et on ne peut reconnaître de feldspaths.

Il faut noter que, dans la partie supérieure (2 644-2 667 m), ces schistes deviennent plus verts et comportent des niveaux rouges à brun-rouge, où les surfaces de friction sont recouvertes d'oligiste brun-rouge.

La Française 1 ($X = 516,20$; $Y = 200,12$; $Z = 81,3$). Sous le Trias discordant, le sondage a traversé, de 465 à 547 m, une série de schistes métamorphiques, graphiteux, homogènes, noirs, plissotés, affectés de pendages difficilement évaluable mais semblant voisins de 30°.

Une zone d'altération s'individualise à nouveau, au sommet de la formation.

En l'absence de faune, et compte tenu du manque de données sur l'âge du dynamométamorphisme, tous les terrains décrits ne peuvent actuellement être datés.

TERRAINS PALÉOZOÏQUES. — Ils ont été observés dans des forages de la Champagne charentaise du Périgord occidental et de l'Agenais : Saint-Félix, Saint-Géry, Saint-Martin-du-Bois, Caubon, Bouglon, Clairac et Soubirous.

Saint-Félix 1 ($X = 416,29$; $Y = 243,36$;

1. Note présentée à la séance du 9 novembre 1959 et publiée avec l'autorisation des Directions de la Compagnie française des pétroles, de la Compagnie des pétroles de Guyenne, de la Société ESSO-REP et de la Régie autonome des pétroles. Les auteurs ont utilisé les travaux de M. Renouard, Chef géologue à la C. P. G. et de leurs collaborateurs : M^{lle} Fernet, MM. A. Artières, J.-P. Dupuy, C. Couppey, E. Szöts, G. Tchimichkian.

2. LECOINTRE G., MARIE P. et BOUGEARD H. (1954) : Résultats stratigraphiques du nouveau forage thermal de Rochefort-sur-Mer (Charente-Maritime). *C. R. Congr. Ass. fr. Av. Sc.*, Poitiers, p. 307-309.

3. Z correspond à l'altitude de la table de rotation, située à 4-6 m au-dessus du sol. Les profondeurs sont exprimées par référence au 0 de la table.

Z = 171,60). Sous le Trias grés-argileux horizontal, les schistes fortement redressés ont été atteints à 1 775 m et explorés jusqu'à 2 060,80 m. Les valeurs moyennes des pendages se situent vers 50-60°, avec localement des valeurs de 30° et, au fond du puits, de 75-90°. On y trouve la succession :

- 1775-1 829 m : schistes brun-rouge et gris, intercalés d'argiles finement gréseuses, micacées, rouges, à passées centimétriques d'argiles dolomitiques, avec des fragments de quartz laiteux (quartz filonien). Cette zone correspond à une altération sur place des schistes sous-jacents. Aucun débris de faune ou de flore n'a été observé.
- 1 829-2 060,80 m : schistes homogènes à débit ardoisier, gris, avec rares débris végétaux et schistes finement gréseux et micacés à cassure esquilleuse, gris bleuté à gris foncé, avec rares intercalations de « siltstone » dolomitiques. Cette série est irrégulièrement recoupée de filons de quartz de toutes tailles, en général obliques par rapport au plan de stratification. De petits cristaux de sulfures (pyrite, galène, blende) sont épars dans la formation.

Le caractère sédimentaire de ces schistes est attesté selon MM. M. Roques et P. Lapadu-Hargues par l'état frais des éléments clastiques et détritiques (quartz, mica blanc, matière carbonneuse à graphiteuse) et par l'absence de minéraux de recristallisation et néoformation.

A partir des débris végétaux en très mauvais état et « carbonisés », dont certains évoquent des débris « glissés » de *Lepidodendron* et un axe de *Sphenopteridae*, M. G. Mathieu estime probable un âge carbonifère inférieur ou moyen (Dinantien de faciès culm ou namurien du type du bassin de Feymoreau). Nous n'excluons pas cependant un rapprochement avec les schistes ardoisiers d'Alassac, au N immédiat du bassin de Brive, dont l'âge reste indéterminé en raison de l'absence de fossiles (le Stéphanien y est discordant sur les ardoises sous un angle de 50-60°).

Saint-Géry 1 (X = 443,20 ; Y = 300,05 ; Z = 147,5). Les schistes paléozoïques ont été explorés sous le Trias argilo-gréseux, de 2 052 à

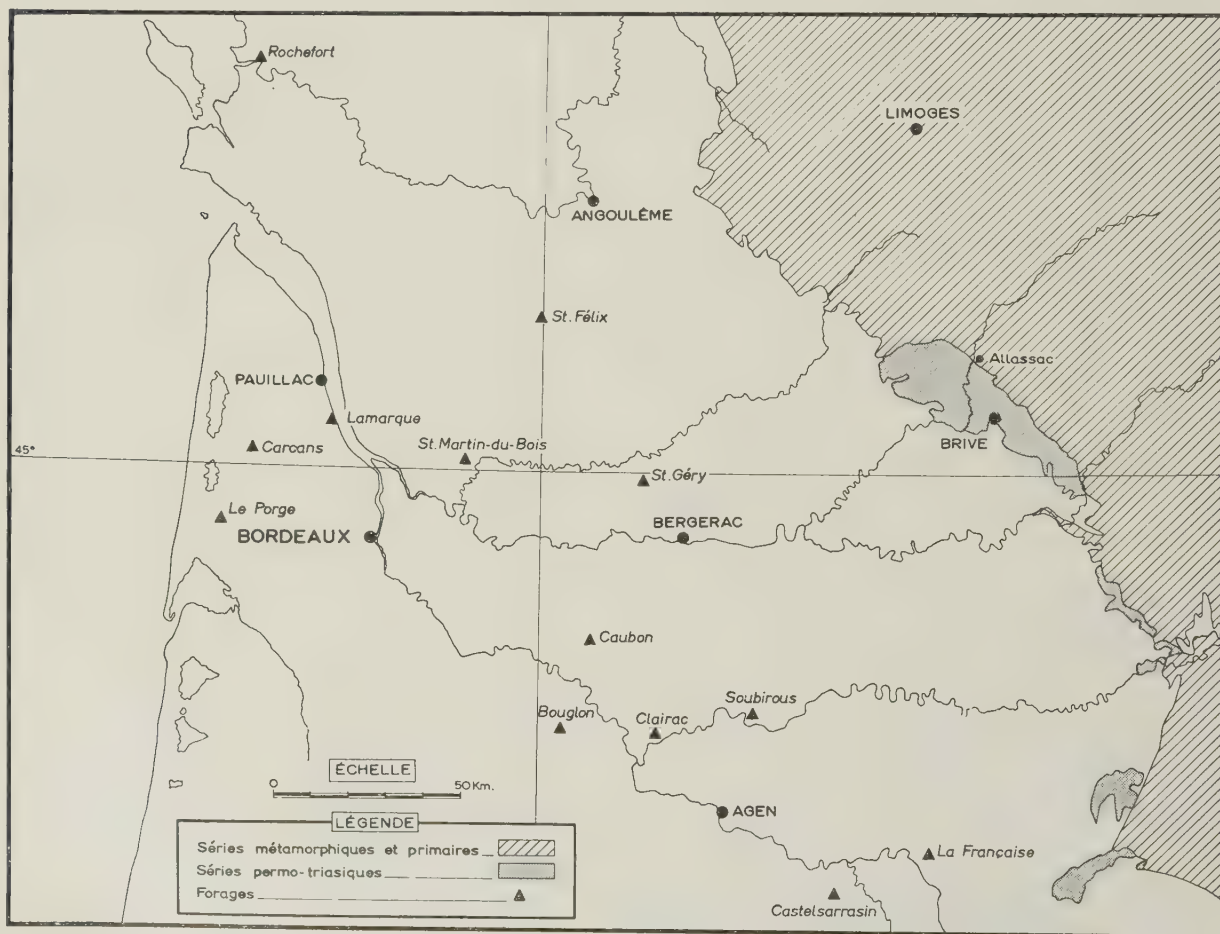


FIG. 1. — Carte des sondages.

2 154,50 m. La moyenne des pendages mesurés sur les carottes est légèrement inférieure à celle de Saint-Félix : 30-35°. On note des zones perturbées vers 2 134 m où les pendages oscillent de 30 à 80°. La succession des faciès n'est pas sans affinité avec celle décrite à Saint-Félix :

- 2 052-2 080 m : schistes sédimentaires, compacts, lie-de-vin à brun-rouge, avec rares passées argileuses, à surfaces de friction lustrées (zone d'altération).
- 2 080-2 654,50 m : schistes très finement gréseux, compacts, gris bleuté et schistes à pâte très fine, à débit subardoisier ou esquilleux, gris, avec localement des schistes micacés à nombreux débris végétaux et traces charbonneuses. L'homogénéité de la formation est à peine rompue par de fins niveaux de grès quartzitiques noirs et gris et des passées de siltstone faiblement dolomitiques.

Aucune flore en excellent état et rigoureusement déterminable n'a été recueillie dans les carottes. Cependant, certaines des empreintes végétales moins « glissées » ont permis à M. G. Mathieu d'avancer des déterminations génériques : présence d'*Asterophyllites* ; fragment de moule interne de tige et épiderme « flotté » de *Calamites* ; fragment de Sphénoptéridées voisines du genre *Calymmatotheca* ; pinnules roulées de *Sphenopteris* ; fragment possible de *Sygirodendron*...

L'âge carbonifère de ces schistes est certain. Il est même possible d'envisager un âge carbonifère inférieur (Namurien).

Saint-Martin-du-Bois 1 (X = 395,25 ; Y = 304,75 ; Z = 32,0). Le Permo (?) - Trias, d'ailleurs peu développé, repose ici sur une puissante série carbonatée, relayée par une série schisto-gréseuse. Les formations paléozoïques reconnues de 1 749 à 2 160 m sont affectées d'un pendage moyen, assez homogène, de 45°.

De haut en bas, la série se présente de la façon suivante :

- 1 749-1 815 m : dolomies grises, très finement cristallines, recoupées de veines de calcite et de dolomite, avec, localement, des traces de pyrite et de galène. La partie supérieure montre des fantômes d'oolithes ou de gravelles. Les débris divers sont fréquents, notamment ceux d'Echinodermes. Il semble que nous soyons en présence d'une dolomie secondaire, c'est-à-dire ayant subi une recristallisation post-sédimentaire.
- 1 815-1 857 m : calcaires dolomitiques plus ou moins graveleux avec fragments de Bryozoaires et d'Echinodermes.
- 1 857-1 887 m : dolomies gris clair, microcristallines, avec rares débris, prédominantes.
- 1 887-1 953 m : alternance de dolomies identiques à celles décrites ci-dessus et de calcaires dolomitiques noduleux, se chargeant localement en quartz fins et anguleux.

Les débris d'Echinodermes, de Bryozoaires et de Brachiopodes sont abondants. Certains d'entre eux ont pu être dégagés et déterminés par les soins

de Mgr Delépine et de M^{lle} Le Maître de l'Université libre de Lille. Il s'agit des formes suivantes : *Spirifer* du groupe *Sp. mercuri* Goss., *Posidonomya*, *Atrypa reticularis* L., *Stropheodonta* e. g. *subarachnoidea* A. et V. Tous ces spécimens, provenant d'une carotte de 1 931 à 1 933 m, indiquent un âge dévonien tout à fait inférieur, à la limite du Gothlandien.

- 1 953-1 986 m : zone de passage des dolomies sus-jacentes aux schistes inférieurs. Ces schistes noirs sont dolomitiques, localement gréseux, finement pyriteux et recoupés de veines calcitiques. Ils renferment des débris d'organismes.
- 1 986-2 021 m : schistes noirs, tendres, à passées finement gréseuses, avec veines de calcite et débris coquilliers.
- 2 021-2 032 m : grès gris, fins et compacts, à ciment siliceux.
- 2 032-2 074 m : grès gris-noir, légèrement micacés, à passées de schistes noirs, gréseux à pyriteux. Les quartz sont anguleux et associés à un peu de blende.
- 2 074-2 160 m : grès gris-noir, très fins, bien lités, à nombreux cristaux de blende et de pyrite alternant avec des grès gris, plus grossiers, où l'on note des débris organiques et des veines de calcite. Les passées de schistes noirs et pyriteux, gréseux, sont peu abondantes.

En résumé, le forage de Saint-Martin-du-Bois nous a montré, en discordance angulaire sous le (Permo ?) Trias, un Dévonien inférieur dolomitique, daté par macrofaunes, passant vers le bas à une série schisto-gréseuse non formellement datée, mais pour laquelle un âge gothlandien semble une suggestion logique.

Caubon 101 (X = 428,65 ; Y = 256,69 ; Z = 54,75). Sous le Trias subhorizontal, le sondage est entré, à 2 222 m, dans une série de schistes gris, argileux et gréseux, affectés d'un pendage régulier de 60-72°, et dans lesquels il a été arrêté à 2 433,10 m.

Il s'agit de schistes tendres à cassure esquilleuse, à texture très fine, homogène et constante sur toute la hauteur avec, çà et là, quelques nodules sidéritiques brunâtres. La stratification est diffuse ; on observe quelques passages froissés à 2 242-2 245 m, à nombreuses surfaces de glissement accompagnées de veinules et pellicules de dolomite, d'inclusions de quartz et de calcite.

L'analyse pétrographique établit l'absence de métamorphisme. Dans une masse sériciteuse très fine, en partie chloriteuse, on relève 5 à 25 % de matériel clastique, d'origine granitique, essentiellement constitué par des quartz, des feldspaths (albite, oligoclase) avec un rapport quartz/feldspaths de l'ordre de 15/1, et des micas, des grains de glauconie (biotite, muscovite, chlorite). On observe, en outre, des inclusions de calcite, des granules de sidérose, en amas stellaires, des substances phosphatées et des débris charbonneux.

Ces schistes ont livré quelques petits Bivalves

à test très mince; de forme ovale, haute, atteignant 0,5 cm, à ornementation concentrique très fine (2 241, 2 315, 2 341, 2 397, 2 432 m). La présence d'un petit sillon pédonculaire apical permet de les rattacher à des Brachiopodes du groupe des Lingulidés, et probablement du genre *Lingulella*. De rares débris de Crustacés primitifs, du groupe des Trilobites, existent dans la plupart des carottes : ligaments ornements de ponctuations et de tubercules ; fragments de cranidium (face interne), comportant une glabre tronconique à deux sillons obliques incomplets et une fossette avec l'amorce de joues latérales ; débris déformés et fragmentés correspondant à des parties d'anneaux articulaires et de bouclier céphalique. Enfin à 2 440 m, de rares empreintes montrent deux rangées de fins denticules de part et d'autre d'un axe (virgula) droit et simple, tels qu'en présentent les Graptolites de la famille des Diplograptidés.

La présence simultanée de fragments de Graptolites, de Trilobites et de Lingulidés permet d'attribuer les schistes de Caubon au Silurien. Compte tenu du fait que, d'une part, les schistes du Silurien supérieur sont beaucoup plus chargés en pigment noir (tels ceux rencontrés au forage de Castelsarrasin 102) et que, d'autre part, la nature pétrographique des schistes ordoviciens de la Montagne Noire est très voisine de celle décrite ci-dessus, il est possible d'envisager un âge silurien inférieur.

Bouglon Sainte-Marthe 1 (X = 425,40 ; Y = 235,12 ; Z = 96). Les formations paléozoïques atteintes à 2 228 m, sous le Permo (?) - Trias argilo-gréseux subhorizontal, ont été explorées jusqu'à 2 966 m. Elles sont affectées de pendages très faibles, dont les valeurs maximales se situent vers 10°. On observe, de haut en bas :

- 2 228-2 475 m : une série monotone de schistes gris-noir, finement micacés, régulièrement lités, alternant avec de petits lits plissotés ou noduleux de grès gris, très durs, et de grès fins, micacés, à ciment siliceux.

Un fragment de macrofossile, de type orthocone, a été trouvé dans cette série. L'examen de la microfaune a montré des Hystrichosphères d'âge carbonifère supérieur à 2 238, 2 467 et 2 515 m et quelques Dinoflagellés mal conservés à 2 309 m.

- 2 475-2 759 m : quartzites gris, très durs, avec filonnets de quartz et galène.
- 2 759-2 808 m : schistes verts et gris, très fins, micacés, alternant avec de petits lits de grès verdâtres micacés à ciment siliceux. Quelques bancs peu épais de calcaire cristallin blanc rosé sont intercalés dans cet ensemble qui montre également des filonnets de barytine et de galène.
- 2 808-2 820 m : schistes gris-noir, fins et esquilleux.
- 2 820-2 838 m : grès gris, fins, avec veinules de calcite, et quartz.

- 2 838-2 905 m : grès schisteux gris, fins, légèrement micacés, avec quelques lits de schistes gris à gris-vert.
- 2 905-2 942 m : en alternance, en bancs très minces, grès quartzites fins et durs et schistes gris, micacés, recoupés de quelques filonnets de quartz avec pyrite et blende.
- 2 942-2 955 m : calcaires rougeâtres à débris coquilliers, associés à une dolomie beige, grossièrement cristalline.
- 2 955-2 966 m : grès verdâtres fins, alternant avec schistes gris-vert.

Le forage de Bouglon Sainte-Marthe présente donc, en apparente concordance sous le Permo (?) - Trias, une importante série schisteuse (épaisseur voisine de 500 m), d'âge carbonifère peut-être élevé (Culm). Vers le bas lui fait suite une série d'alternances de grès et de schistes d'âge indéterminé, où apparaît toutefois, vers la base, un calcaire qui n'est pas sans affinité avec les calcaires dévonien des Pyrénées.

Clairac 1 (X = 444,89 ; Y = 232,68 ; Z = 102,0). Les dolomies lagunaires du Trias sont discordantes, vers 1 880 m, sur une formation carbonatée du Paléozoïque. Celui-ci a été reconnu jusqu'à 1 970,50 m, sous un pendage moyen de 50° avec des valeurs encadrantes de 40°-60°. La succession est la suivante :

- 1 880-1 919 m : dolomies beiges, puis gris foncé et gris-blanc, dures, microcristallines et cristallines avec trame très finement siliceuse et un peu argileuse (1 904-1 919 m). On observe, notamment au contact des dolomies grumeleuses à nodules gréseux du Trias, la présence de filonnets de calcite, de pyrite et de galène. L'inégalité de la recristallisation a préservé de très rares plages grossièrement détritiques, avec quelques fantômes de Polypiers-Entroques, Mollusques, Serpules (?) et valves d'Ostracodes.
- 1 919-1 937,60 m : calcaires organogènes, gris foncé et gris-blanc, compacts, à minces lentilles et petits amas argileux noirâtres, chevelus ou anastomosés, avec rares joints stylolithiques. Dans les intercalations recristallisées, issues des mêmes faciès, on note de rares veines de calcite et la présence exceptionnelle de cristaux de pyrite et de galène.

Ces calcaires sont très fossilifères : abondance des Coralliaires et des débris d'Entroques, présence épisodique de Gastéropodes, Brachiopodes et d'Ostracodes. De nombreux matériaux et sections polies ont été soumis à M. M. Lecompte, de l'Université de Louvain, qui a établi le bilan suivant de la faune corallienne pour l'intervalle 1 925-1 938 m :

Stromatopores : *Actinostroma* cf. *stellatum* NICH., *Stromatoporella* cf. *granulata* LEC., *Stromatopora hupschii* BARG., *S. cooperi* LEC., *Atelodyction fallax* LEC., *Clathrodyction* sp.

Tétracoralliaires : *Mesophyllum vesiculosum* GOLD., *Heliophyllum* sp., *Calceola sandalina* LAM., *Alveolites taenioformis* SCH., *A. aff. mailleuxi* LEC., *Cladopora* cf. *gracilis* LEC., *Favosites goldfussi* M.-E. H., *F. cf. styriaca* PEN., *Thamnopora cervicornis* DE BLAINV., *Th. reticulata* DE BLAINV. ;

Th. vermicularis LEC., *Th. aff. tumefacta* LEC., *Th. aff. polymorpha* M.-E. H., *Striatopora tenuis* LEC., *Caliopora cf. inosculens* NICH., *Chaetetes magnus* LEC., *Ch. cf. barrandi* NICH.

Les fragments identifiables de Brachiopodes sont très rares : présence d'*Atrypa tubaeostata* PAEK à 1 927 m.

- 1 937,60-1 949,65 m : calcaires gris blanc, compacts, à nombreux Polypiers isolés, alternant avec des calcaires recristallisés, des calcaires argileux gris-noir à Brachiopodes et des marnes noires, finement gréseuses, où la matière organique est abondante.

Les macrofaunes suivantes ont été déterminées (M. Lecompte) :

Coralliaires : *Actinostroma cf. stellatum* NICH., *Plagiopora sp.*, *Zaphrentis sp.*, *Thamnopora reticulata* BLAINV., *Striatopora tenuis* LEC., *Caliopora cf. inosculens* L.

Brachiopodes : *Atrypa tubaeostata* PAECH, *Atrypa reticularis* L. Présence d'*Orthoceras* et de Gastéropodes (*Murchisonia sp.*).

- 1 949,65-1 970,50 m : l'alternance se déplace au profit des calcaires marneux et des marnes gris-noir qui se débitent bien. Ils comportent encore des calcaires gris, compacts, recristallisés, mais ne présentent plus que de rares passées de calcaires gris foncé, avec très rares Polypiers et quelques Brachiopodes. Des Ostracodes à test lisse ont pu être dégagés.

Présence de nombreux *Atrypa* dont *Atrypa tubaeostata*, *Schizophoria sp.*, *Laeptena sp.*, *Murchisonia sp.*

Par référence aux séries décrites de Vendée⁴, il avait été possible d'indiquer, pour l'ensemble de la formation paléozoïque, un âge dévonien moyen.

Les associations de macrofaunes déterminées, essentiellement celles de Polypiers, dans l'intervalle 1 925-1 949 m, confirment l'âge dévonien moyen des faciès récifaux. Par confrontation avec les caractères de la faune récifale des Ardennes, et à la présence d'espèces bien localisées : *Calceola sandalina*, *Alveolites taenioformis*, *Thamnopora vermicularis*, *Striatopora tenuis*, *Chaetetes magnus*, le professeur Lecompte suggère leur rattachement à la zone de passage Couvinien-Givétien. Les autres espèces chevauchent le Couvinien et le Givétien.

Il n'est pas possible de fixer un âge précis à l'intervalle 1 949-1 970,50 m à partir des seules données fournies par les *Atrypa* dont l'extension englobe le Dévonien inférieur et moyen.

Soubirous 1 (X = 469,06 ; Y = 240,34 ; Z = 92,9). Le toit du Paléozoïque a été touché sous le Trias discordant, à 1 672 m. Le forage s'est poursuivi dans cette formation, successivement schisto-gréseuse, schisto-calcaire et dolomitique, puis gréseuse jusqu'à 2 109,20 m.

- 1 672-1 819 m (?) : en alternance : schistes gris foncé, tachant les doigts, se débitant mal, à petits lits plissés de siltstones non dolomitiques, gris-noir, avec nombreux filonnets anastomosés de quartz et grès gris-noir très fins, quartzeux, micacés, finement pyriteux, contenant des substances charbonneuses. A la périphérie de certains filons de quartz, on observe de la dolomite et, localement, de la sidérose. Du talc est également présent. De menus débris charbonneux non identifiables existent dans plusieurs carottes (1 691,75-1 696,75 et 1 734,70-1 735,65).

- 1 819 (?) - 1 860 m : schistes gris-noir, finement gréseux, parfois bien lités, avec « éléments » plus ou moins anguleux de calcaires gris-blanc et rognons de calcaire gris bleuté, avec fragments de fossiles.

- 1 860-1 910 m : dolomies grises à gris bleuté, vacuolaires, diaclasses, microcristallines et cristallines, comportant quelques stylolithes. Dans les géodes et dans les diaclasses, plus ou moins parallèles à l'axe des carottes, on observe de la dolomite recristallisée et, plus rarement, de la pyrite.

- 1 910-1 932 m : schistes gris foncé, compacts, argileux et pyriteux, avec de très rares rognons de calcaire gris.

- 1 932-2 080 m : dolomies grises à gris bleuté, homogènes, recoupées de nombreux filonnets de dolomite et de sidérose. Les passées de schistes sont exceptionnelles. Ces dolomies semblent issues de calcaires organogènes, subréfiaux. Les *Orthocères* y sont localement abondants.

- 2 080-2 109,20 m : grès gris-noir, très fins, parfois rubanés, à intercalations de grès fins dolomitiques et avec lentilles irrégulières de schistes noirs. Au fond du puits, on trouve des schistes ardoisiers alternant à nouveau avec des « siltstone » dolomitiques. La présence de filonnets de quartz et de veinules de dolomite devient très épisodique et très lâche.

La seule caractérisation des *Orthocères* ne permet pas d'indiquer un âge précis. Les considérations de faciès autorisent, tout au plus, à envisager un âge dévonien supérieur (?).

En résumé, le Permo (?) - Trias laguno-conti-nental repose en nette discordance angulaire (à l'exception du forage de Bouglon Sainte-Marthe), sur un terme quelconque d'un Paléozoïque anté-permien fortement plissé : Silurien inférieur à Caubon, zone de passage Silurien supérieur à Dévonien inférieur à Saint-Martin-du-Bois, Dévonien moyen à Clairac, Dévonien supérieur (?) à Soubirous, Carbonifère douteux à Saint-Félix, Carbonifère probable à Saint-Géry, Carbonifère, peut-être supérieur à Bouglon. Ces données sont encore trop sporadiques pour étayer un schéma tectonique valable du Paléozoïque nord-aquitain.

4. MATHIEU G. (1937) : Le gisement et la faune des marbres givétiens de la ville Dé d'Ardin, *B. S. G. F.*, (5), VII, p. 95-105.

Contribution à l'étude géologique de l'île Espiritu Santo (Nouvelles-Hébrides)

2. Roches volcaniques

par Jean SAGATZKY¹.

Sommaire. — L'ensemble volcanique de la partie nord de l'île Espiritu Santo est formé d'andésites et de labradorites accompagnées de tufs volcaniques. La majorité de ces roches sont antérieures aux dépôts calcaires miocènes.

Les roches volcaniques de l'île Espiritu Santo forment une région naturelle bien individualisée au milieu des calcaires miocènes. Elle est particulièrement étendue dans la presqu'île de Cumberland.

Les roches volcaniques déterminent le haut relief du pays en se signalant de loin par une série de crêtes continues et de sommets qui atteignent et dépassent par endroits 1 000 m au-dessus du niveau de la mer. Cette zone accidentée a un développement considérable (à savoir dans les limites de la région explorée : 70 km environ de longueur entre le village de Hokua dans l'extrême Nord du cap Cumberland et le

village de Wussy au Sud ; une dizaine de kilomètres de largeur entre le village de Belapa sur la côte est et le village de Wunsuli sur la côte ouest de la presqu'île). Elle a une orientation générale subméridienne et semble continue.

De nombreux cours d'eau prennent naissance en bordure et à l'intérieur de la chaîne volcanique de Cumberland.

Les flancs et les sommets des montagnes sont couverts par la forêt vierge. Localement, la forêt cède la place à la végétation herbacée.

La zone volcanique a été explorée sur ses bordures ouest et est. L'intérieur de la chaîne reste encore inconnu au point de vue géologique.

Caractères généraux et divisions principales du groupe volcanique.

Les affleurements de roches volcaniques sont relativement nombreux dans les lits des cours d'eau et sur les pentes des montagnes. Généralement assez fraîches dans les rivières, les roches se montrent souvent altérées sur les crêtes et les flancs des reliefs.

Les coupes effectuées le long des cours d'eau et en montagne indiquent que la majeure partie de l'ensemble volcanique est antérieure au Burdigalien. Toutefois certaines labradorites pourraient être intramiocènes et même plus précisément postburdigaliennes.

Dans les zones explorées, l'allure tectonique de la chaîne de Cumberland paraît calme. Les traces d'une activité tectonique faible sont assez loca-

lisées et s'expriment uniquement par une fissuration fine de la roche sans qu'elle évolue ou aboutisse à la formation de véritables zones d'écrasement. Aux endroits où la fissuration devient plus intense, la roche est traversée par un réseau de veinules généralement très minces, sans orientation privilégiée. Le plus souvent elles sont formées de calcite avec ou sans chlorite, épidote, quartz et pyrite, plus rarement de zéolites (chabasie).

1. Note présentée à la séance du 9 novembre 1959 et faisant suite à celle parue précédemment : Contribution à l'étude géologique de l'île Espiritu Santo (Nouvelles-Hébrides). 1. Roches sédimentaires. *B. S. G. F.*, (6), VIII, 1958, p. 501-509, voir les cartes, fig. 1 et 2.

Les roches volcaniques se présentent sous forme de coulées très puissantes, directement recouvertes par les bancs calcaires subhorizontaux. En bordure de la chaîne ou dans les zones de contact avec les roches volcaniques, le recouvrement calcaire atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, mais au sommet des collines il se réduit à l'état de placages isolés de puissance parfois insignifiante.

L'érosion actuelle est très active tout le long de la chaîne de Cumberland. Elle provoque par endroits une accumulation importante d'éboulis de pente sur les flancs et au pied des montagnes, ainsi que dans les lits des cours d'eau, généralement étroits et à parois souvent raides.

Le groupe volcanique comprend trois divisions principales : andésites, labradorites (et basaltes) et tufs volcaniques.

Les trois catégories de roches offrent localement des faciès bréchiques. En l'absence de données précises indiquant les rapports chronologiques entre les andésites, les labradorites et les tufs volcaniques, l'étude de leurs brèches et de

leur comportement tectonique général met en évidence la succession suivante :

— Les *andésites*, par leur fissuration plus prononcée que celle des autres formations volcaniques, par l'absence d'enclaves calcaires et de fragments de labradorite, sont probablement antérieures au Burdigalien et à la majeure partie des labradorites.

— Les *labradorites*, en raison de leur fissuration plus atténuée que celle des andésites et la présence de fragments parfois analogues aux andésites, semblent, en partie, contemporaines ou légèrement postérieures aux andésites. Toutefois, la découverte de blocs anguleux d'un calcaire miocène beige pâle à grain fin dans une brèche labradoritique près de Ouanapake (JS-24) démontre que certaines labradorites sont indiscutablement intra- ou même postmiocènes.

— Les relations des *tufs volcaniques* avec les andésites et les labradorites paraissent indécises. Il est seulement certain qu'ils sont antérieurs au Miocène daté.

Étude des roches volcaniques.

1. ANDÉSITES. — Les andésites forment un massif très important et en apparence homogène près du village de Léra sur la rivière Apouna. Leurs affleurements sont nombreux dans le lit de l'Apouna et sur les flancs de la chaîne qui se dresse immédiatement en amont de Léra. Ailleurs, les andésites ont été reconnues seulement à l'état de galets dans les lits de l'Ovara, près du village de Pécen et de l'Ivi.

A Léra, les roches andésitiques apparaissent avec trois faciès principaux : *a)* franchement porphyrique, *b)* pseudo-basaltique et *c)* bréchique. Les transitions d'un faciès à l'autre sont fréquentes et par endroit assez rapides.

La couleur de la roche en affleurements varie d'un gris verdâtre clair à un gris verdâtre foncé. Le grain est généralement fin dans les faciès porphyriques et dans le ciment des brèches. Il est très fin dans les faciès d'aspect basaltique.

Les dimensions, la nature minéralogique des phénocristaux et la proportion pâte/phénocristaux sont sujettes à variations, même à l'échelle de l'affleurement.

Les fragments des brèches andésitiques sont le plus souvent anguleux, quelquefois à bords légèrement émoussés. Ils sont représentés par l'andésite, rarement par une roche indéterminable très riche en amphibole.

Certains affleurements en amont de Léra contiennent des nids d'amphibole à gros cristaux palmés (3-5 cm de long).

Les roches andésitiques sont assez souvent fissurées ou veinulées. Le remplissage est fait généralement par de la calcite blanche, seule ou associée avec un peu de quartz, d'épidote et de pyrite de fer. La pyrite de fer apparaît également en dehors des veinules, dans la masse de la roche même, en inclusions très fines et disséminées. On la retrouve parfois à l'intérieur des phénocristaux d'amphibole. La pyritisation peut devenir localement assez intense ; elle donne alors naissance à des nids de concentration ou à des veinules massives mais ces dernières restent toujours minces et discontinues.

Les andésites étudiées sont toutes des roches mésocrates, à deux temps de consolidation, sans quartz. Leurs phénocristaux, blancs et noirs, sont souvent groupés en agrégats globuleux de plusieurs individus. Généralement les phénocristaux blancs dominent sur les noirs ; l'inverse a été observé seulement dans une andésite de Léra.

La pâte des andésites est presque toujours microlitique, parfois plus ou moins vitreuse. Par places, les phénocristaux et les microlites se montrent fortement enchevêtrés.

Les phénocristaux blancs ou gris clair sont du *labrador* ou de l'*andésine-labrador*. Plus rarement, ils sont formés par de l'*andésine basique*. Certains phénocristaux feldspathiques ont des contours arrondis ; parfois ils sont zonés. Ils peuvent être limpides ou très finement schillerisés, chloritisés ou envahis par la calcite. Le feldspath des micro-lites semble être le même que celui des phénocristaux.

Les phénocristaux noirs sont représentés par le pyroxène et l'amphibole.

Le pyroxène est une *augite banale* qui se présente soit en phénocristaux isolés, avec des contours cristallographiques nets ou arrondis, parfois maclés, tantôt intacts, tantôt fissurés, soit en agrégats de plusieurs individus de taille variable. Parfois les phénocristaux d'augite sont rares ou subsistent seulement à l'état de résidus et se montrent assez fortement ou totalement remplacés par de la calcite.

L'augite forme des inclusions dans certains phénocristaux d'andésine. On la retrouve dans la pâte, à l'état de très petits grains.

L'amphibole qui se rencontre dans des andésites est une *hornblende brune*, plus ou moins *ouralitisée*. A l'état de phénocristaux, elle est généralement subordonnée à l'augite, mais quelquefois ses phénocristaux se montrent nettement plus nombreux que ceux du pyroxène. Par l'ouralisation, elle devient très faiblement pléochroïque. Dans certains spécimens, on ne voit que de l'ouralite.

Les deux amphiboles forment parfois des phénocristaux assez gros, dont il ne reste, dans certains échantillons, que des reliquats.

Les agrégats de phénocristaux d'amphibole à contours arrondis apparaissent rarement dans les andésites.

Dans un échantillon trouvé dans le lit de l'Ovara, l'ouralite a, au microscope, une couleur vert bleuâtre très pâle ; elle apparaît également en couronnes réactionnelles autour des phénocristaux d'augite.

Au dernier stade de sa transformation progressive, l'amphibole ouralitisée passe à une *variété fibreuse actinolitique*. Cette dernière apparaît souvent dans la pâte.

Enfin quelques échantillons de roches andésitiques paraissent totalement dépourvus d'amphibole et leurs phénocristaux noirs sont alors uniquement représentés par l'augite.

Les minéraux accessoires des andésites sont très banaux, sauf, peut-être, la zéolite. Ce sont :

— *Calcite*, très commune dans la pâte, à l'état de petits grains ou plages. La calcite apparaît

aussi sous forme d'inclusions dans les phénocristaux de plagioclase, d'ouralite et au milieu des plages de chlorite. Parfois elle envahit fortement les phénocristaux de feldspath, de pyroxène et d'amphibole. Assez souvent elle forme des veinules, plus ou moins continues et nombreuses, traversant la roche ou pénétrant dans ses phénocristaux. Dans certaines de ces veinules, la calcite s'associe avec du quartz secondaire, de la pyrite de fer ou de l'épidote.

— *Épidote*, jaune à incolore, en petits grains ou agrégats, fréquents dans la pâte. Ce minéral devient parfois relativement rare. Il est nettement associé avec la chlorite, tandis qu'il apparaît encore en inclusions dans les phénocristaux de plagioclase et d'ouralite.

— *Apatite*, rare, formant des inclusions dans l'ouralite d'une andésite de Léra.

— *Zéolite*, chabasie probable. Dans un échantillon de l'Ivi, elle forme des agrégats globuleux ou des petites poches à remplissage radié se développant au milieu de la pâte. Elle a également été observée en relation avec les phénocristaux de labrador.

— *Leucoxène*, commun dans la pâte des roches de l'Ovara et de Léra, où il forme des petites plages ou agrégats, parfois des traînées, par endroits avec noyaux d'un minéral titanifère.

— *Minéral opaque noir*, ilménite ou titanomagnétite (lit de l'Ovara et de Léra), ou magnétite (Léra et lit de l'Ivi). Ces minerais se voient en petits grains disséminés dans la pâte et ailleurs en inclusions dans les phénocristaux de feldspath, de pyroxène et d'amphibole. Parfois ils dessinent des couronnes autour des phénocristaux d'augite ou d'amphibole (à Léra).

— *Pyrite de fer*, reconnue macroscopiquement dans presque toutes les andésites. Au microscope, elle apparaît surtout dans la pâte (en grains, petits agrégats et traînées), mais elle forme aussi des inclusions dans les phénocristaux d'augite, d'amphibole et au milieu des plages ou des veines de chlorite.

Parmi les minéraux d'altération ont été notés :

— *Chlorite*, généralement d'un vert pâle, parfois brunâtre ou incolore, assez abondante dans la plupart des échantillons examinés. Elle apparaît surtout dans la pâte en y dessinant des plages ou zones étalées. Dans certains échantillons d'andésite, la chlorite envahit assez fortement la pâte, ainsi que les phénocristaux de feldspath et d'augite. Dans d'autres, la chlorite se présente à l'état d'inclusions isolées dans des phénocristaux. Elle peut également former seule ou avec la calcite des poches ou des veinules.

— *Céladonite*-type, d'un vert céladon, en poches ou nodules à remplissage zoné ou radié.

— *Ouralite* (déjà mentionnée), en phénocristaux et en petits grains ou cristaux dans la pâte.

— *Oxydes de fer*, généralement bruns, hématite brune ou limonite, en petites mouches ou grains, souvent à l'état de division très fine, formant des taches dans la pâte. On les observe dans la plupart des échantillons examinés mais ils existent aussi à l'état d'inclusions dans les phénocristaux de plagioclase d'une andésite de Léra.

2. LABRADORITES (ET BASALTES). — Leurs affleurements sont relativement nombreux sur les deux versants de la chaîne de Cumberland, sur les pentes des collines et au pied de ces dernières.

Les roches de cette famille se distinguent des andésites par leur aspect basaltique, par endroits légèrement vacuolaire ou même scoriacé, et par leur couleur foncée (gris foncé, gris brunâtre ou noir, plus rarement gris foncé verdâtre). Les faciès porphyriques ne sont pas rares. Localement, on trouve des zones bréchiques (par exemple, lit de l'Ovara, entre Ouanapake et Maloéta).

Les labradorites sont le plus souvent très finement cristallisées. La roche est très dure, lourde, assez rarement veinée, généralement d'aspect franc.

A l'opposé des andésites, les labradorites et les basaltes sont plus rarement et plus faiblement minéralisés en pyrite de fer (traces dans quelques blocs apportés, trouvés dans le lit de la Pétéa, de l'Ivi, etc.).

Les roches étudiées au microscope ont été classées comme suit :

— labradorites-types (lits de la Paé, de la Pétéa et du Pécen) ;

— labradorites à zéolite (lit de la Pétéa ; Ouanapake) ;

— basaltes (lit de la Pétéa ; collines de Wassaléa ; rochers de Wunsuli).

Les labradorites et les basaltes sont des roches mélanocrates, à deux temps de consolidation, à pâte très finement microlitique dans laquelle sont noyés des petits phénocristaux blancs ou gris de feldspath, noirs de pyroxène et jaune verdâtre d'olivine. Certains faciès contiennent en plus des phénocristaux des petits nodules de zéolite ou de calcite (blancs ou gris clair) et de céladonite (verte).

La composition minéralogique de ces roches est assez monotone.

Le quartz n'apparaît que tout à fait accidentellement dans un seul échantillon de labradorite de Ouanapake, où il forme le remplissage de quelques nodules.

Le feldspath des labradorites et des basaltes est uniformément le *labrador*. Il offre des petits phénocristaux plus ou moins nombreux, parfois bien zonés, généralement nettement automorphes ou à contours arrondis, souvent réunis en agrégats de plusieurs individus. Par endroits il est très frais, ailleurs il peut être touché par la zéolitisation ou la chloritisation ou encore par la calcification. Les phénocristaux restent souvent intacts, mais parfois ils se montrent fissurés. Le plagioclase de la pâte est toujours en microlites. Ces derniers deviennent quelquefois nettement enchevêtrés (à Wassalea et à Wunsuli).

La *biotite* est relativement rare. Elle apparaît seulement à l'état d'inclusions dans les phénocristaux de labrador ou de labrador et d'augite, ainsi que dans la pâte de la roche du lit de la Paé. Exceptionnellement, elle a été reconnue à l'intérieur des nodules de céladonite de la labradorite de la Pétéa. Le minéral a une coloration brun pâle ou brun verdâtre (début de la chloritisation.)

Le deuxième élément constitutif commun, après le labrador, est l'*augite*. Il forme généralement des phénocristaux relativement gros ou de taille moyenne, plus rarement petits ou très petits. Leur proportion est toujours inférieure à celle des phénocristaux de labrador. Les contours cristallographiques des augites restent généralement nets, sauf quelques cas de roches où on ne trouve que des reliquats de phénocristaux altérés, et ceux où l'augite présente par endroits des bords légèrement arrondis. Dans certains spécimens, les phénocristaux d'augite, comme ceux de plagioclase, se voient groupés en agrégats.

L'augite en phénocristaux devient rare dans une labradorite de la Pétéa et manque totalement dans la lame mince, taillée dans le ciment volcanique d'une brèche labradoritique des environs de Ouanapake. L'augite des phénocristaux se montre parfois brisée, maclée, quelquefois calcifiée ou serpentinisée.

Dans la pâte, l'augite se présente toujours sous forme de très petits grains. A titre exceptionnel, elle apparaît en inclusions dans les phénocristaux de labrador (Pétéa) et à l'intérieur d'un nodule de calcite (labradorite de la Paé).

L'*olivine* est identifiée surtout à la loupe dans les basaltes du lit de la Paé et du lit de l'Ovara entre Ouanapake et Maloéta. Dans quelques autres basaltes l'olivine paraît totalement transformée en serpentine.

La liste des minéraux accessoires comprend :

— *Calcite*, existant à l'état de petits grains dans la pâte de la roche, ou envahissant sous forme d'inclusions isolées ou de plages les phénocristaux de plagioclase et de pyroxène. Elle forme également des veinules dans les roches de Wunsuli et de Pécen, tandis que dans une labradorite de la Paé elle apparaît comme remplissage de quelques nodules de forme arrondie.

— *Zéolite*, à extinction droite et à allongement négatif (chabasie probable) formant le remplissage d'anciennes vacuoles, à l'état d'agrégats globulaires à structure radiée, assez fréquente dans les roches de la Pétéa et de Ouanapake. Elle a été également reconnue à l'emplacement des phénocristaux de labrador. La zéolite les envahit presque totalement dans un échantillon de labradorite de Ouanapake. Enfin, dans cette dernière roche, la chabasie forme aussi un filonnet de zéolite massive.

— *Leucoxène*, rare, entourant les noyaux d'un minerai titanifère noir (lit de la Pétéa).

— *Ilménite* (ou *titanomagnétite*) en petits grains d'un noir violacé, ou à l'état de division extrêmement fine, dans la pâte de certaines roches, rarement en inclusions dans les phénocristaux de labrador et d'augite.

— *Minerai de fer*, noir, opaque (magnétite probable), présent dans presque tous les échantillons étudiés au microscope (en petits grains et à l'état de division extrêmement fine, dans la pâte). Il a été observé aussi en inclusions dans les phénocristaux de labrador, d'augite et parfois à l'intérieur des nodules de chlorite.

Parmi les minéraux d'altération on a pu reconnaître :

— *Séricite*, très rare d'ailleurs, notée seulement à l'état d'inclusions fines dans le feldspath de la labradorite du Pécen.

— *Chlorite*, brune, verte ou jaune, très banale, existant en proportion variable dans la pâte de la plupart des échantillons examinés. Le plus souvent elle forme des plages ou zones à contours irréguliers. On la trouve aussi sous forme de lamelles fines, souvent en inclusions isolées ou dessinant des taches plus ou moins étalées dans les phénocristaux de labrador. Elle existe en veinules continues traversant la roche et pénétrant dans les fissures des phénocristaux des roches labradoritiques de Wassaléa et de la Pétéa, seule ou associée avec la calcite. Outre cela, la chlorite forme souvent le remplissage des petits géodes ou nodules à structure rubanée, parfois fibreuse radiée (JS-24).

— *Céladonite*, d'un vert céladon caractéristique, à l'intérieur des petites poches ou des

nodules. Elle a été également reconnue à l'œil nu ou à la loupe dans les roches des environs de Ouanapake, dans un bloc apporté de la rivière Taval, ainsi que dans plusieurs galets d'aspect basaltique, trouvés dans le lit de l'Ivi.

— *Serpentine*, remplaçant probablement l'olivine dans un basalte de Wunsuli et l'augite dans une labradorite de Pécen.

— *Oxydes de fer*, bruns, généralement très finement divisés et abondants dans la pâte de la plupart des roches étudiées. Leurs inclusions fines ont été notées dans les phénocristaux de labrador, d'augite, au milieu de la serpentine et dans les agrégats de zéolite.

3. Tufs volcaniques². — Ces formations d'origine pyroclastique ont été repérées notamment sur la côte est et ouest de la presqu'île de Cumberland, en bordure de la chaîne volcanique. Leurs affleurements se voient aussi bien dans des lits de rivières que sur les flancs des collines, mais toujours sous les calcaires miocènes. Par apparition dans leur masse de microfossiles les tufs volcaniques passent aux tufs fossilifères.

Les tufs volcaniques, qui comprennent aussi les grauweekes, sont des roches d'un gris foncé verdâtre ou vert bouteille, à grain généralement fin ou très fin, d'aspect pseudo-gréseux. La masse de la roche est argileuse, fortement envahie par la chlorite et les oxydes de fer. Le ciment (ou liant) englobe de nombreux débris de minéraux anguleux (tufs), auxquels s'ajoutent, dans les grauweekes, des fragments de roches volcaniques. Certains de ces fragments ont des bords légèrement arrondis.

Sur le terrain, les tufs peuvent être quelquefois confondus avec des basaltes altérés et les grauweekes avec les labradorites microbréchiques, mais au microscope la nature de leur ciment et la forme des minéraux englobés permettent d'établir rapidement l'origine exacte de la roche.

La pyrite et la calcite en veinules apparaissent assez rarement dans ces formations.

Les minéraux entrant dans la composition des tufs volcaniques sont très communs :

— *Quartz*, noté à l'état de traces dans un tuf volcanique de la Belapa.

— *Labrador*, généralement en petits grains équidimensionnels, uniquement anguleux ou an-

2. Par suite d'une confusion générale des termes « tuf » et « grauwacke », nous appelons « tuf » une roche détritique d'origine pyroclastique, meuble, d'aspect homogène et très pauvre ou exempte de microfragments anguleux de roches volcaniques, tandis que les faciès durs d'aspect nettement hétérogène, riches en micro- ou en macrofragments répondent mieux à la notion de « grauwacke ».

guleux et en partie arrondis, parfois zonés, frais ou altérés, assez nombreux.

— *Hornblende verte*, rare, à l'état de reliquats fortement envahis par la calcite dans un tuf de la Belapa; ailleurs très rare, et légèrement bleuâtre.

— *Augite*, présente en proportion relativement faible dans les spécimens étudiés au microscope. Le plus souvent elle est en grains brisés, à contours anguleux. Les cristaux automorphes intacts se voient moins souvent.

— *Olivine* possible, en petits grains, fragments anguleux.

Les minéraux accessoires paraissent peu nombreux :

— *Calcite*, en plages fréquentes, cristaux ou mouches isolées, en inclusions dans le labrador, ces dernières se réunissant parfois en zones étalées qui remplacent partiellement le feldspath.

— *Épidote*, rare.

— *Mineral de fer noir* ou noir brunâtre (magnétite probable) en petits grains assez nombreux; parfois en couronnes de petits grains autour des cristaux d'augite, en inclusions dans le feldspath et le pyroxène, et en points minuscules dans le ciment de la roche.

Les minéraux d'altération n'ont de leur côté rien de spécial :

— *Chlorite*, généralement verte, par endroits brun verdâtre, envahissant fortement le ciment; souvent en plages ou taches nombreuses.

— *Séricite*, très fine, en traces dans le plagioclase.

— *Serpentine*, rare.

— *Oxydes de fer*, noirâtres ou brunâtres, très finement divisés, réunis en plages, très répandus dans le ciment, parfois à l'intérieur des grains de labrador.

— *Matières amorphes* argileuses, abondantes dans le ciment.

Conclusions.

Il ressort de cette étude au microscope des roches volcaniques de la presqu'île de Cumberland que chaque famille, considérée dans son ensemble, a quelques particularités de sa composition minéralogique.

Ainsi, la *série andésitique* pourrait être caractérisée par :

— absence totale de quartz primaire ;
— basicité des plagioclases (andésine basique à labrador) ;

— coexistence constante d'augite et de hornblende brune ou d'ouralite, l'amphibole étant généralement subordonnée au pyroxène ;

— fréquence de calcite, d'épidote, de mineral de fer ou de fer titanifère et de pyrite de fer ;

— ouralitisaiton, chloritisaiton et calcification assez avancées ;

— zéolitisation locale et dans l'ensemble, peu prononcée.

Quant aux *labradorites et basaltes*, leur composition minéralogique se distingue par :

— présence constante de labrador et d'augite ;

— apparition locale de biotite (qui n'existe pas dans les andésites) ;

— absence totale d'épidote ;

— fréquence relative de zéolite et de céladonite en particulier ;

— abondance de mineral de fer ou de titane ;

— chloritisaiton généralement bien prononcée.

Du côté des *tufs volcaniques* et des *grauwackes* on remarque surtout :

— abondance de matières argileuses et de chlorite.

Les traits typiques communs à toutes les trois séries de roches sont :

— séricitisaiton des feldspaths pratiquement inexistante ;

— absence totale de tout minéral de métamorphisme modérément ou très profond.

A titre de curiosité minéralogique, on peut signaler la présence dans les alluvions de certaines rivières de traces de quartz enfumé et de quartz améthyste (petits fragments ou galets), ainsi que d'opale noble (remplissage des fissures ou de vacuoles dans quelques galets de roches basaltiques).

Une klippe de Crétacé inférieur dans l'Oligocène du bassin de Forcalquier

par Jean GOGUEL ¹.

Sommaire. — Témoin de Crétacé inférieur à la base de l'Oligocène continental de Forcalquier (Basses-Alpes), en apparence au-dessus du Cénomanien. Son origine possible par glissement superficiel à partir de reliefs pré-oligocènes aujourd'hui enfouis.

La série sédimentaire qui s'étend de la crête de Lure au synclinal miocène de Forcalquier présente, à première vue, une allure parfaitement régulière. Sur 20 km, le pendage reste faible, 10° à 15° : du Nord au Sud on y observe successivement les calcaires du Barrémien et du Bédoulien dans lesquels commencent à se développer les faciès urgoniens, quelques lambeaux de marnes aptiennes, ravinées par les grès verts albiens, le complexe de marnes et de calcaires du Cénomanien, se terminant par un complexe de dalles gréseuses à *Exogyra columba*.

L'Oligocène, qui repose sur le Cénomanien épais de quelques 500 m, change latéralement de faciès : les calcaires lacustres, qui prédominent à l'Ouest, en alternance avec des marnes, disparaissent rapidement vers l'Est, tandis que des lignites s'intercalent à différents niveaux, et les marnes se chargent de conglomérats. Le Miocène marin surmonte en concordance cette série.

L'objet de cette note est de signaler, et de tenter d'interpréter, un groupe d'affleurements de Crétacé inférieur (Valanginien-Hauterivien), fossilifères, à l'E de la vallée du Lauzon, à la partie tout à fait inférieure de l'Oligocène, donc dans une position tout à fait aberrante, en apparence au-dessus du Cénomanien. Ces affleurements, visibles sur plus de 1 km en direction, et 300 m de largeur au total, contrastent avec la succession parfaitement régulière que l'on peut observer tout autour, et en particulier, à l'W du Lauzon.

Les figures 2 et 3 montrent que le Néocomien forme deux masses, séparées par une mince bande d'Oligocène à conglomérat. Dans leur masse, elles sont constituées par des marnes entrecou-

pées de bancs calcaires et de calcaires lités plus ou moins marneux, de teinte très claire, avec

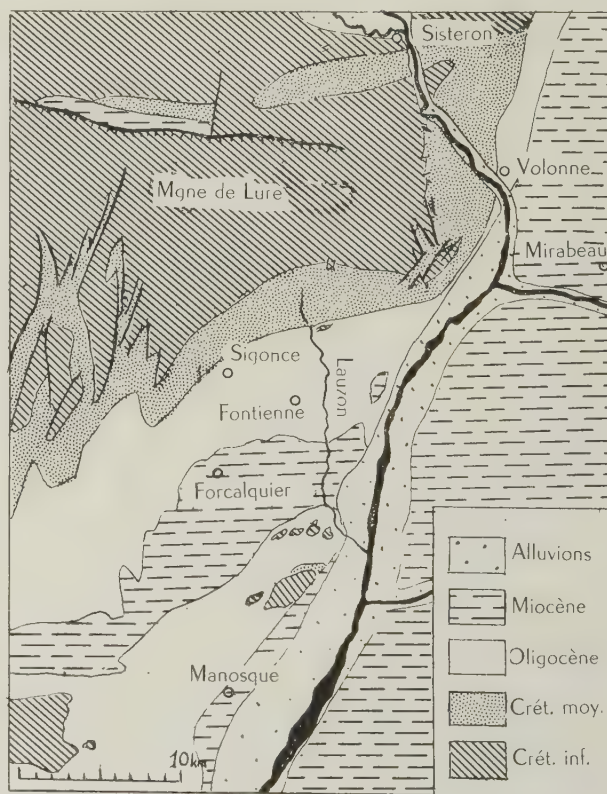


FIG. 1. — Carte de situation.

La klippe décrite se trouve sur la rive gauche du Lauzon, à la base de l'Oligocène.

1. Note présentée à la séance du 15 juin 1959.

une petite intercalation glauconieuse, qui ont fourni quelques fragments d'Ammonites permettant de les dater du Valanginien ou de l'Hauterivien inférieur. On observe en général un pendage sud modéré, mais la stratification est un peu irrégulière, encore que parfaitement reconnaissable, vraisemblablement par suite de l'histoire tectonique.

Il n'est pas toujours très facile de distinguer des couches en place, à stratification légèrement disloquée, les mégabrèches qui les surmontent, et qui comportent des blocs de plusieurs mètres, formés du même calcaire, avec une stratification très visible en bancs de quelques décimètres. On pense d'abord à des couches disloquées et plissées tectoniquement, mais un examen plus approfondi montre l'absence totale de coordination des pendages d'un bloc à l'autre, et le contraste tranché entre cette mégabrèche, et les marnes régulièrement stratifiées sur lesquelles elle repose. On trouve d'ailleurs aussi des brèches ordinaires, à gros blocs roulés de quelques déci-



FIG. 2. — Carte détaillée ; l'Oligocène a été laissé en blanc.

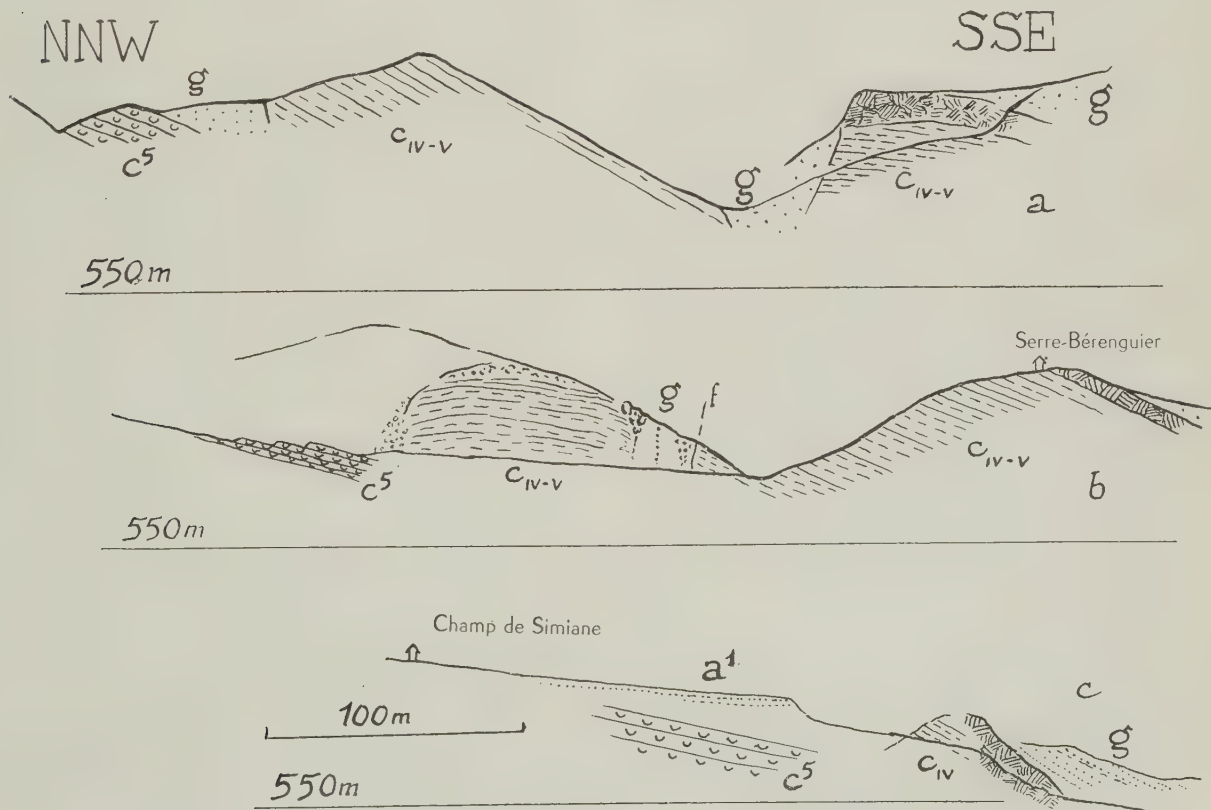


FIG. 3. — Trois coupes à travers les klippen. Position des coupes indiquée sur la fig. 2.

c_{IV-V} : Néocomien ; c^5 : Cénomanien ; g : Oligocène ; a^1 : terrasse d'alluvions.

mètres et jusqu'à 2 m, toujours formés du même matériel.

A l'Est, du côté des têtes de ravins et de la ligne de partage des eaux, il est difficile de distinguer une mégabrèche insuffisamment érodée du véritable Néocomien en place, dont l'extension n'est pas exactement connue. Mais plus loin, vers la chapelle d'Augès, il ne semble plus y avoir que des brèches à gros blocs, reposant presque directement sur le Cénomanien.

Immédiatement sur les grosses brèches repose l'Oligocène normal, bien stratifié, avec des marnes plus ou moins gréseuses, parfois des microbrèches, des conglomérats à galets parfaitement roulés, le plus souvent inférieurs au décimètre. De loin en loin, on trouve dans cet Oligocène des blocs métriques, le plus souvent de Cénomanien.

Le ruisseau de Serre-Berenguiér donne une bonne coupe de l'extrémité occidentale des deux lambeaux. Du plus méridional, le ravin au N de la ruine de Serre-Berenguiér donne une deuxième coupe équivalente : du Sud au Nord, sous l'Oligocène bien stratifié, on trouve une mégabrèche déterminant escarpements et cascades, puis des marnes à bancs calcaires, visibles sur 70 m d'épaisseur.

Ce lambeau paraît séparé par une faille de la bande intermédiaire d'Oligocène à conglomérat normal, redressé à la verticale. Le conglomérat comporte au Sud une limite tranchée (de ravinement ?), et au Nord son ciment passe plus progressivement aux marnes, ce qui paraît indiquer sa face supérieure. Le contact vertical entre ces marnes, et la brèche à gros éléments (jusqu'à 2 m) associée au deuxième lambeau (en face du « Champ de Simiane »), est difficile à interpréter. Ce lambeau néocomien comporte encore des marnes en place, inclinées vers le Sud, et des brèches sur son flanc sud et à sa surface supérieure. Au Nord, sur la rive gauche du ruisseau, il est limité à une surface verticale, contre laquelle est plaquée une masse de conglomérats, à éléments relativement petits (10-15 cm) et bien roulés. Au-delà, c'est-à-dire à quelques mètres du dernier affleurement néocomien, le ruisseau coule sur une dalle de Cénomanien plongeant régulièrement S 16°, et qui se poursuit au Nord, avec une régularité parfaite, sur près de 1 km. Plus à l'Est, on trouve toujours une petite largeur d'Oligocène marneux à conglomérats, entre le Cénomanien et le Néocomien.

Nous pouvons retenir que l'Oligocène repose stratigraphiquement sur le Néocomien, enfoui sous des brèches locales faites de sa substance. Une brèche, comme celle qui borde au Nord le

lambeau du Champ de Simiane, peut très bien s'être déposée contre la tranche de celui-ci. Par contre, la bande intermédiaire d'Oligocène indique une dislocation ultérieure, qui l'a redressée à la verticale, et mise en contact anormal avec le bord nord du lambeau néocomien de Serre-Berenguiér, et peut-être avec le bord sud de celui du Champ de Simiane.

*
*
*

D'où viennent ces lambeaux énigmatiques qui se trouvaient sensiblement à leur emplacement au début de la sédimentation continentale oligocène (d'âge malheureusement imprécis) ? Envisageons toutes les hypothèses.

Un accident qui les aurait fait monter sur place devrait avoir un rejet approchant de 1 000 m : 400 à 500 m pour le Cénomanien et l'Albien, et à peu près autant pour l'Aptien et le Barrémien. Il faudrait admettre que ces dernières formations, dures, auraient été enlevées par l'érosion, sans qu'il en ait subsisté de reliefs susceptibles d'être dégagés par l'érosion de leur couverture oligocène. Il n'y a pas de faille dans le Crétacé, sur 10 km à l'Ouest, ni 8 km à l'Est, et elles sont principalement subméridiennes. L'étendue des affleurements cénomaniens au voisinage est telle que, pour imaginer une faille anté-oligocène les séparant du Néocomien, il serait nécessaire de la supposer courbe. Imaginer un chevauchement au lieu d'une faille est aussi peu en harmonie avec tout ce que l'on voit immédiatement au Nord.

Sans que ce soit démontré, il me paraît plus vraisemblable de supposer que le Cénomanien se poursuit régulièrement en profondeur, et que les lambeaux néocomiens sont des klipptes sédimentaires, venues reposer sur lui avant le dépôt de l'Oligocène.

Venues d'où ? certainement pas de l'Ouest, où n'affleurent que des terrains plus récents, ni du Nord, où le Valanginien n'affleure que sur le versant nord de la montagne de Lure, et sous un faciès un peu différent (par exemple, les Ammonites y sont pyriteuses).

Restent le Sud où l'on connaît quelques complications de structure, et l'Est où tout disparaît sous l'énorme masse des conglomérats miocènes.

Au S du synclinal de Forcalquier, l'Oligocène repose sur un Crétacé de forme et de nature assez variable. Si, dans l'anticlinal de Volx, il subsiste du Cénomanien supérieur, il serait,

d'après Gignoux et Moret, en contact anormal sur le Crétacé inférieur, pinçant un lambeau éocène (dont l'affleurement est aujourd'hui masqué). Le Crétacé inférieur forme une série de pointements, sur lesquels s'appuient des couches transgressives oligocènes, tandis que des horizons oligocènes beaucoup plus anciens sont atteints par l'érosion 3 km plus à l'Ouest (ceci sans préjudice de ce qu'apportera l'interprétation, encore énigmatique, de sondages récents).

A 4 km plus au Nord, à Tourrache, une ligne de pitons de Crétacé inférieur percent au milieu des niveaux les plus élevés de l'Oligocène, à peu de distance du Miocène transgressif. A Tourrache, une faille sépare l'Oligocène de marnes valanginiennes ou hauteriviennes, mais ailleurs, on a beaucoup plus l'impression de paléoreliefs enfouis, que d'écaillés mises en place par une tectonique postoligocène.

Plus à l'Ouest aussi, les flancs du Luberon montrent que la série crétacée du versant sud de Lure était, dès avant l'Oligocène, interrompue par des accidents, plus ou moins érodés, qui faisaient affleurer différents niveaux du Crétacé inférieur.

Il ne serait donc pas inconcevable qu'à partir de ces reliefs, qui s'étendaient quelque part au S d'une ligne Apt-Forcalquier, des lambeaux de Néocomien aient glissé plus ou moins loin vers le Nord, à la faveur d'une inclinaison en sens inverse de celle qui s'est réalisée après le Miocène.

Mais on ne peut éliminer *a priori* une origine orientale. Les 1 500 km² de conglomérats miocènes, épais parfois de 1 000 à 2 000 m, évoquent une subsidence intense, et la présence d'Oligocène, sous le Miocène, le long de certaines bordures du bassin, pouvait donner l'impression que la subsidence avait commencé plus tôt. Mais le sondage de Mirabeau, 18 km ENE des lambeaux qui nous occupent, est entré directement dans le Jurassique supérieur, sous près de 1 800 m de Miocène ; les faciès de l'Oligocène changent très

rapidement, nous l'avons dit, entre Forcalquier et la vallée du Lauzon. Les faciès proprement lacustres (calcaires, lignite), disparaissent vers l'Est, et dans les marnes apparaissent assez rapidement, sur toute la hauteur de la série, des lentilles de conglomérat, dont la base moule fréquemment des sillons E-W creusés dans les marnes sous-jacentes : on doit se trouver dans une formation d'estuaire, où les torrents divaguaient sur des marnes plus ou moins gréseuses, fréquemment émergées. Les nombreuses couches de lignite de Fontienne et Sigonce doivent marquer la place où se sédimentaient les débris végétaux charriés à partir d'une terre émergée, sans doute assez proche, vers l'Est. Le sondage de Mirabeau nous prouve que cette terre avait subi une tectonique assez notable. Avant le Miocène l'érosion y avait atteint le Jurassique, et rien n'exclu que le Néocomien ne s'y soit trouvé dans une position telle, qu'il ait pu glisser jusqu'à l'emplacement où nous l'observons.

Ce ne sont là, évidemment, que des présomptions ; si, dans l'ensemble, la mise en place des lambeaux néocomiens par un glissement, avant le début de la sédimentation oligocène, paraît être l'explication la plus vraisemblable, il n'est pas possible de dire si ce glissement est venu du Sud, de la zone accidentée dont les pointements de Tourrache sont les témoins les plus septentrionaux actuellement visibles, ou de l'Est, où les reliefs dont ils seraient provenus auraient été abaissés par la grande flexure que longe la rive droite de la Durance, et enfouis sous une énorme masse de sédiments miocènes.

En tous cas, ces curieux lambeaux nous apportent un témoignage de l'intensité des dislocations provençales, à peu de distance de la grande dalle du Ventoux et de la montagne de Lure, qui doit sans doute d'y avoir échappé à la rigidité que lui conférait le faciès urgonien développé dans le Néocomien.

Bibliographie.

- GIGNOUX M. et MORET L. (1930). — Structure de l'anticlinal de Volx et des bassins oligocènes de Manosque et de Forcalquier. Leurs lignites et leurs roches bitumineuses. *Ann. Univ. Grenoble*, nouv. sér., t. XV, 2^e fasc., p. 1.
- GOGUEL J. (1933). — Révision de la feuille de Forcalquier. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXV, n° 190, p. 139.

- LOUIS M. et GAGEONNET R. (1951). — Relations entre la nature chimique des indices d'hydrocarbures et le milieu géologique dans un bassin sédimentaire : « le bassin de Manosque-Forcalquier ». *Actes 3^e Congrès mond. Pétrole*, Leiden, sect. I, p. 390-400.

Faciès de l'Aptien et de l'Albien dans les Baronnies

par Jean-J. BLANC¹.

Sommaire. — Les premiers résultats des recherches sédimentologiques sur les faciès marneux de l'Aptien-Albien en zone vocontienne ont été mis en évidence, ainsi que leur répartition stratigraphique et les intercalations détritiques. Un essai d'interprétation des marnes bleues a été tenté pour les coupes étudiées. Ces marnes bleues « vocontiennes » correspondent à plusieurs types de sédimentation. La succession des faciès marneux et des grès glauconieux a été envisagée dans son cadre stratigraphique : recherche des horizons-repères, direction des apports, influence des glissements sous-marins.

I. Stratigraphie.

A) GÉNÉRALITÉS ; HISTORIQUE. — Dans son travail de thèse paru en 1900, V. Paquier définit les grandes lignes de la paléocéanographie des Baronnies et du Diois. Les recherches modernes et les levers détaillés n'ont fait que confirmer les importantes recherches de ce précurseur.

Dès le Barrémien, les régions des Bauges, de la Chartreuse et du Vercors correspondent à un « géantoclinal ». La présence de larges hauts-fonds conditionne l'édification des puissants massifs urgoniens surélevés du fait de la subsidence continue. A l'entour des plates-formes « récifales » se déposent les auréoles habituelles des calcaires à débris et même, localement, se forment des dolomies. En même temps persistent les faciès marneux à Céphalopodes dans le Diois, les Baronnies, la bordure du Massif central, les monts de Vaucluse et le N du Ventoux. Au S du plateau de Vaucluse et du mont Ventoux, une nouvelle et puissante série récifale correspond à d'autres hauts-fonds faisant le pendant de l'ensemble du Vercors, au-delà du bras de mer vocontien.

A l'Aptien inférieur, les ensembles récifaux du Nord et du Sud se développent verticalement et latéralement ; la zone vocontienne s'étendra dans le Diois, les Baronnies et au N de l'arc de Castellane. A l'Aptien supérieur, on note la poursuite et l'accentuation de l'exhaussement du « géantoclinal » du Vercors et de la Chartreuse (V. Paquier). Symétriquement, vers le Sud, des mouvements amorcent la surrection de l'isthme durancien déjà partiellement émergé en

quelques points. A ce moment, le centre de la zone vocontienne demeure le siège d'une sédimentation continue mais devenant localisée aux axes E-W passant par Sainte-Jalle-Tarendol et Rosans. Les faciès marneux (marnes bleues fissiles) s'y développent ; subsidents, ils atteignent une puissance de 200 m (Sainte-Jalle-Tarendol) ou encore davantage (Eygalières). Dans le centre de la zone vocontienne, le passage à l'Albien s'effectue sans changement notable à l'exception de quelques bancs noduleux intraformationnels et passées détritiques peu puissants. Au Nord, vers Rosans et Serre-Chaëtieu, les marnes bleues gargasiennes se réduisent de 70 m à 40 m pour s'amincir encore davantage près du Vercors.

L'étage albien correspond à d'importants changements océanographiques. Le faciès gréseux, glauconieux et phosphaté, se développe, forme des lentilles et des récurrences, puis envahit la totalité de l'étage. C'est la généralisation des grès dits « sus-aptiens », au Nord comme au Sud : Vercors, Ventoux et Lure. Les minces bras de mer subsistant de l'ancienne zone vocontienne maintiendront le faciès des marnes bleues malgré des interruptions détritiques peu puissantes dans les Baronnies et au N de Castellane.

Des horizons synchrones se développeront au S des blocs récifaux du Ventoux et de Vaucluse émergés. Sur un « platier » marin de sable glauconieux et de marnes verdâtres (Gargas.

1. Note présentée à la séance du 9 novembre 1959.

sup. ; hor. « Clansayes ») se formeront les séries de sables ocreux. Ces derniers montrent des altérations anciennes suivies d'actions diagénétiques à partir d'un matériel mixte emprunté au « platier », autochtone, et à des poussières minérales éoliennes provenant du Massif central émergé à l'Albien [Bertrand-Beauvais et Roch, 1956 ; Blanc et Joanny, 1959].



FIG. 1. — Localisation des principales coupes étudiées.

Les recherches de J. Goguel, dans les Alpes de Provence et les Baronnies en particulier, ont mis l'accent sur l'importance des variations latérales des faciès de l'Aptien-Albien et aussi sur certains phénomènes de glissements sous-marins (région de Rosans). D'autre part, les auteurs [Kilian, 1888 ; Paquier, 1900 ; Goguel, 1948, 1953] ont insisté sur la présence de belles faunes pyriteuses dans le faciès des marnes bleues du Gargasien : Vergons, Cured, Sainte-Jalle, Tarendol et Serre-Chaïtieu. Citons notamment : *Phylloceras guettardi*, *P. rouyanum*, *Lytoceras numudum*, *L. duvalianum*, *Parahoplites crassicosatus*, *Douvilleiceras martini*, *Hoplites crassicosatus*, etc.

5 mai 1960.

D'après W. Kilian, la faune s'apparente au « type oriental » (désignation assez contestable d'après Goguel) avec faunes « bathyales » jusqu'aux environs de Sainte-Jalle et de Tarendol. Ainsi ces faunes paraissent correspondre à un bras de mer profond, enserré entre les zones néritiques du Nord et du Sud (fosse vocontienne). Par la suite, il sera utile d'envisager dans quelle mesure de tels sédiments peuvent être considérés comme « profonds ».

Dans les marnes bleues ou bleu verdâtre de l'Albien, la faune change ; on y trouve de grands *Hoplites* : *H. splendens* Sow., *H. deluci* et des Inocérames (*Eggalières*, cit. Paquier).

A Rosans, au-dessus du Gargasien à *H. semicanaliculatus*, *P. guettardi*, *Lytoceras duvali*, *L. jauberti*, *P. crassicosatus*, V. Paquier [1900] signale une faune nettement albienne dans la masse supérieure des grès glauconieux : *Phylloceras alpinum* D'ORB., *Lytoceras timotheanum* MAYOR, *Puzosia latidorsata* MICH., *Gaudryceras chabaudi* FALLOT, *G. muhlenbecki* FALLOT au gisement du Buisson. Pour Paquier, les strates inférieures (grès glauconieux inférieurs, bancs noduleux intraformationnels, 5 à 6 m de marnes bleues) seraient à rattacher encore à l'Albien. L'étude stratigraphique des grès « sus-aptiens », leur constitution minéralogique, leurs prolongements en Diois et en Haute-Provence, leur place dans les séquences, paraissent les faire correspondre à la base de l'Albien. Les marnes bleues et calcaires noduleux intraformationnels sous-jacents représentent la terminaison probable du Gargasien comme nous le verrons par la suite.

B) L'ENSEMBLE ALBIEN-APTIEN. — Le développement des faciès marneux concernant l'Aptien de la zone vocontienne s'accompagne de la réduction des horizons calcaires rattachés au Bédoulien. La région étudiée, comprise entre les hauts fonds récifaux de Vaucluse-La Nesque au Sud et du Vercors au Nord où les faciès de l'Urgo-Aptien se développent, devient le domaine des marnes bleues pyriteuses à Céphalopodes. Ce sont des sédiments de haute mer, à microfaune principalement pélagique, où les influences terrigènes, régulières, mais localisées, se traduisent par des termes gréseux, glauconieux, étalés en nuage par les glissements ou les courants sous-marins le long de la pente continentale.

Le faciès des marnes bleues — ou faciès « vocontien » de Kilian — représente un sédiment enrichi par les dépôts continuels de matières organiques et de vases. En milieu réducteur se forment des nodules de pyrite tandis que la diffusion des sulfures de fer amorphes colore

l'ensemble. Les multiples fluctuations de la sédimentation néritique, en eaux calmes, se traduisent par la multiplicité des joints donnant aux faciès leur débit feuilleté, lamellaire (marnes fissiles). Dans ce milieu, en apparence homogène, se localisent des récurrences rythmiques de nodules calcaires réguliers, intraformationnels, véritables « galets mous » et des zones à galets de sable glauconieux durcis (banc à « miches ») montrant des mouvements et des ravinements au voisinage du fond.

Dès la partie inférieure du Gargasien se manifestent, d'abord sporadiques, les influences détritiques sous la forme de galets de sable enrobés dans les marnes, de *laminæ* et de très petits bancs à Chondrites (de 1 à 3 cm d'épaisseur : Rosans et Serre-Chaiteu). Puis, au milieu de la séquence du Gargasien, on observe un horizon-repère assez général pour la zone vocontienne : ce sont de minces intercalations de grès glauconieux, petits bancs récurrents à « ripple-marks ». Ces grès donnent encore un autre horizon-repère, plus élevé dans la série (Gargasien sup.), plus pauvre en minéraux métamorphiques du Massif central que les passées détritiques inférieures. Ils présentent également des « ripple-marks », traces et Chondrites. J'ai appelé ces deux horizons « grès aptiens supérieurs » n^{os} 1 et 2 (G. A. S₁ et G. A. S₂) afin de les distinguer des grès albiens sus-jacents, également glauconieux et à patine rousse. Ils ont été retrouvés à Eygaliers, dans l'Ouvèze, à Eygalayes, Sainte-Jalle, Tarendol, Rosans, etc.

Les passées détritiques observées dans les marnes bleues du domaine vocontien, montrent, durant l'Aptien, les caractères suivants :

1) faibles puissances (de 1 à 30 cm) *étalées contre le substratum meuble*, elles ne le ravinent point, contrairement aux grès albiens ;

2) glauconieux en leur masse, ces grès montrent des surfaces oxydées, limonitisées, à traces, Chondrites et « ripple-marks » ; à Eygaliers, les derniers bancs aptiens montrent même un réseau polygonal, à bourrelets et remplissages sableux, très glauconieux, ressemblant à une trame de fentes de dessiccation. Tous ces joints montrent un arrêt net et brutal de la sédimentation, conservant les structures, accompagné d'un granuloclasement et d'une oxydation par les courants contre le fond — en un milieu habituellement calme et réducteur ;

3) leur distribution verticale montre plusieurs récurrences rythmiques, dans les grès supérieurs ou les grès inférieurs,

Ces caractères sont valables pour tous les affleurements du domaine vocontien où ces

grès aptiens supérieurs ont été observés. Leur présence n'est point accidentelle ou localisée, mais générale. A plusieurs moments, dans la calme sédimentation du bras de mer, entre la Haute-Provence et le Vercors, des arrivées terrigènes grossières, « coulant » contre le fond et rythmiques comme les pulsations du géosynclinal, se sont intercalées au sein des sédiments marneux pyriteux. Les grains détritiques sont essentiellement du quartz et de la glauconie issus des milieux littoraux et transportés en haute mer, puis étalés contre le fond.

Les pulsations, liées aux premières manifestations orogéniques, paraissent expliquer, dès l'Aptien, les glissements, « slumpings » et contournements intraformationnels observés par J. Goguel et d'autres chercheurs dans les Baronnies, ainsi que ces passées détritiques formant des horizons-repères, riches en minéraux, dans les séries marneuses monotones. Les grès aptiens supérieurs annoncent l'importante séquence détritique de l'Albien où les oscillations seront assez fortes, cette fois, pour amener l'érosion d'une partie des marnes aptiennes sous-jacentes et où l'exhaussement saccadé du fond sera couronné par l'émersion des môles de l'isthme durancien.

En Basse-Provence, la séquence négative annonçant l'émersion débute au Gargasien, au moment où se manifestent les premiers mouvements [Denizot, 1954 ; Corroy, 1954 ; Blanc, 1959]. Dans les Baronnies, cette phase présente d'autres modalités. A l'Albien, la zone vocontienne reçoit encore des sédiments, les faciès deviennent de plus en plus détritiques à l'exception de la cuvette de Sainte-Jalle-Tarendol. De l'autre côté du bras de mer, au Nord, dans le Diois et contre le Vercors, on observe une surrection rapide ; dès le Gargasien, l'émersion se manifeste et les faciès de l'Aptien supérieur se terminent très rapidement en biseau.

Les horizons aptiens se terminent généralement par des passées très noduleuses, souvent enrichies en calcaire, comme en Basse-Provence. A Eygaliers, les surfaces des derniers bancs montrent des réseaux de craquelures et Chondrites montrant un arrêt marqué de la sédimentation, précédant immédiatement les faciès de l'Albien. Au Nord des Baronnies, à Rosans et dans le Diois, les grès de base de l'Albien ravinent les formations aptiennes sous-jacentes qui disparaissent au contact du massif du Vercors. Au Sud des Baronnies et dans la vallée du Jabron, l'Albien débute par des lentilles de grès glauconieux, assez localisées et pouvant passer à des poches de sables verts (Eygaliers). Ailleurs (vallée du Méouge, Rosans, etc.), ce sont des bancs grés-

	EYGALIERES	EYGALAYES	TARENDOL	ROSANS	SERRE-CHAÛTEU	GIGORS → VERCORS
CÉVOMANIEN INF.	Grès glauconieux	Grès glauconieux	Érosion	Grès glauconieux		
AUBIEN	Marnes bleues sableuses → Grès G. S. A ₂	Marnes gris foncé → Grès et calc. détr. G. S. A ₂	Érosion ?	Marnes bleues et calc. nod. → Grès G. S. A ₂	Érosion ?	?
	Marnes nodu- leuses grises → Grès G. S. A ₁	Marnes et calc. à Inocérames → Grès G. S. A ₁	Blocs de grès G. S. A ₁ remaniés	Marnes bleues → Grès ; G. S. A ₁ Ravinement	Blocs de grès G. S. A ₁ remaniés	Grès glauconieux G. S. A ₁ → Nodules phosphatés
	Surfaces craque- lées à chondrites → Grès interc. G. A. S ₂	?	↑ Marnes bleues → Passées gréseuses G. A. S ₂	Bancs noduleux → Marnes bleues → Grès interc. G. A. S ₂	Calc. gris → Calc. nod.	
GARGASIEN	Marnes bleues → Grès interc. G. A. S ₁	Marnes bleu-noir fissiles → ?	Marnes bleues → Passées gréseuses G. A. S ₁	Marnes bleues → Passées grès. interc. G. A. S ₁	Marnes bleues pyriteuses → Interc. détritiques Marnes bleues et bancs nod.	Marnes bleues → Marnes sableuses verdâtres → Lacune
	Marnes bleues à intercalations détritiques	Calc. gris → Marnes bleues	Marnes bleues et calcaires noduleux	Calc. nod. Marnes sableuses Marnes bleues		
	Calcaire gris	Calc. gris en plaquettes	?	Calcaire gris	Calc. gris siliceux	Calc. gris → Calc. à débris récifaux et Orbifolines
BÉDOULIEN						Urgo- Aptien

seux assez continus, zonés, biseautés, à « ripple-marks » et stratifications entrecroisées, de puissance très variable. Ce sont les « grès sus-aptiens » des auteurs (Paquier, Kilian, Goguel).

Ces grès de base de l'Albien manquent dans la cuvette subsidente de Sainte-Jalle-Tarendol où la partie supérieure des marnes bleues fissiles paraît passer au Gault. Ils ne forment que des vestiges remaniés sous la forme de blocs parsemant la surface de buttes-témoins, isolées par l'érosion (Tarendol, Serre-Chaëtieu). La composition minéralogique de ces blocs les rattache aux grès de base de l'Albien. Dans le Diois (Gigors), ces grès représentent exclusivement l'étage albien ; près de Beaufort, ils ont livré une faune de Poissons [de Rouville, 1854 *in* Paquier, 1900] et, au voisinage du Vercors, passent à des faciès noduleux, glauconieux et très phosphatés. Ces derniers surmontent directement le Bédoulien (faciès « récifal »). Au Sud, localement, les grès de base de l'Albien ravinent les marnes aptiennes et l'érosion met parfois en contact les grès verts au-dessus du Bédoulien (Saint-Étienne-les-Orgues, quelques points de la vallée du Jabron, etc.) (J. Goguel). Une certaine symétrie s'établit de part et d'autre du bras de mer.

En zone vocontienne, au-dessus des grès glauconieux de base (ou « grès sus-aptiens » n° 1 = G. S. A₁), on relève deux faciès assez différents et passant latéralement l'un à l'autre :

1) marnes sableuses, glauconieuses et micacées (Rosans, Eygaliers) ;

2) marnes gris-bleu, à intercalations calcaires noduleuses vers le sommet, à *H. deluci* et *Inocérames* (Eygaliers, Eygalayes et Rosans).

L'Albien est caractérisé par une nouvelle récurrence détritique, particulièrement manifeste dans la coupe de Rosans où elle a été découverte par V. Paquier. Il s'agit de nouveaux bancs de grès glauconieux formant des couches généralement continues et non plus lenticulaires, dans les régions où l'Albien n'a point été enlevé par l'érosion. Aussi durs que les précédents, ils montrent des caractères minéralogiques assez différents si on effectue des comptages sur un assez grand nombre de grains. En dehors des affleurements-types de Rosans, les grès sus-aptiens n° 2 (G. S. A₂) s'observent à Eygaliers, près du château, à Eygalayes (vallée du Méouge), etc.

Enfin, au-dessus des grès albiens supérieurs, la série se termine par une nouvelle récurrence de marnes gris-bleu, parfois à galets de sable vert (Eygaliers), devenant calcaires et noduleuses au sommet (Eygalayes, Rosans).

Partout, viennent au-dessus, très réguliers, de nouveaux grès glauconieux. Ce sont les grès et les grès marneux marquant la base de la très puissante séquence du Cénomanien, toujours subsidente, à l'exception des régions de bordure.

II. Description lithologique.

1. ALLURE DES SÉQUENCES. — A l'exception des bancs récurrents rythmiques du Gargasien (grès glauconieux, bancs à « miches », bancs à nodules calcaires), les termes sont arythmiques. Une séquence négative se dessine dans son ensemble. Comme en Basse-Provence, la tendance à l'émersion s'amorcera au Gargasien ; dans les Baronnies et le Diois, l'Albien poursuivra une nouvelle séquence, très irrégulière, ramenant en bordure de la zone vocontienne les faciès littoraux francs, noduleux et phosphatés. Souvent le contact Aptien-Albien, lorsqu'il peut être précisé, est marqué par une discontinuité ou un ravinement. La séquence de l'Aptien se trouve toujours assez brutalement interrompue, après le retour des clastiques, voire des calcaires, au sommet des séries marneuses (Eygaliers, Rosans).

2. LA TERMINAISON DE LA SÉRIE APTIENNE D'EYGALIER. — Les marnes bleues fissiles montrent, au Gargasien, une puissance considé-

rable (près de 300 m). Les derniers cent mètres voient l'apparition des calcaires détritiques glauconieux, à miches et galets de sable durcis — à répartition irrégulière, mais souvent récurrente. Au sommet de l'Aptien, les marnes deviennent très sableuses, micacées et se chargent en glauconie. Elles sont alors intercalées de grès glauconieux, à ciment calcaire (grès aptiens sup.), à surfaces craquelées, Chondrites et parfois joints « cône-in-cône » (puissance : 0,30 m). Sur ces bancs à surfaces craquelées (interruption de la sédimentation) apparaît l'Albien, représenté par des alternances : marnes gris-bleu fissiles, assez sableuses, et bancs calcaires argileux, noduleux et pyriteux.

Plus à l'Ouest, près du vieux château d'Eygaliens, cette série passe latéralement à des termes détritiques où on retrouve les deux masses de grès « sus-aptiens » (grès glauconieux à « miches » et à surfaces polygonales caractéristiques, Chondrites et galets de sable). Entre les grès sus-

aptiens n° 1 et n° 2 s'intercale une lentille de sable glauconieux meuble et phosphaté, à *Globigerinidae* (*Globigerina cf. infracretacea* GLAESSNER) et *Globorotaliidae*, à granulométrie indiquant un sédiment très lessivé par les courants. Le sédiment montre un faciès de chenal particulièrement agité.

L'Aptien supérieur détritique et l'Albien sableux montrent une certaine richesse en espèces minéralogiques. L'apatite domine (en grande partie authigène) ainsi que la barytine. La staurotide et le zircon abondent dans l'Albien. Monazite, brookite et hornblende sont assez rares mais mieux représentées à l'Albien. Le grenat est ubiquiste dans l'Aptien, Albien et Cénomaniens. Le glaucophane est très rare et paraît accidentel (0,6 % sur 600 grains comptés). Les minéraux non transparents dominent :

— abondance des grains de collophanite et de phosphates amorphes (de 10 % à 22,5 %) ;

— la goethite et l'hématite sont très abondantes dans l'Aptien terminal et surtout dans l'Albien (parfois jusqu'à 80 % de goethite, limonites et hématite). Elles s'accompagnent d'une faible proportion de magnétite assez constante. La pyrite et la pyrrhotine ne sont bien représentées que dans l'Aptien supérieur. Au-delà, dans l'Albien et le Cénomaniens, l'oxydation du sédiment se traduit par une transformation générale en goethite : milieu agité et oxygéné ; vagues et courants, probablement diminution de la profondeur.

3. COMPARAISONS AVEC LA SÉRIE D'EYGALAYES. — La série aptienne se trouve incomplètement reconnue du fait des cultures. Le Bédoulien n'est représenté que par 3-4 m de calcaires gris, en plaquettes. Le Gargasien moyen montre des marnes très fissiles, pyriteuses, bleu-noir, à granulométrie de type parabolique se rattachant aux vases bleues draguées dans les têtes de canyons (Méditerranée) ou sur les rebords relativement abrupts, vers le large, du précontinent (de 400 à 800 m de profondeur) ; microfaune surtout pélagique et pyrite authigène. Ces marnes sont surmontées, au-dessus d'une zone non reconnue de 30 m, par les deux horizons des grès sus-aptiens (Albien) entre lesquels on observe les marnes foncées à *H. delucii* passant vers le sommet à des petits bancs calcaires à Inocérames. L'ensemble des faciès montre un milieu de haute mer, à influences détritiques localisées. Les associations minéralogiques sont beaucoup plus pauvres.

4. LA SÉRIE GARGASIENNE DE TARENDOL. — La région de Sainte-Jalle-Tarendol correspond

au centre de la zone vocontienne où se manifeste la pérennité du faciès marneux. La base de la série de Tarendol demeure inconnue, sous la butte-témoin même, mais doit être assez proche du Bédoulien terminal. La puissance totale des marnes reconnues est de 150 m. A la base, les premiers horizons connus sont des calcaires gris, noduleux, bancs à « doublets ». Les joints montrent des surfaces à petites perforations rappelant les faciès du Bédoulien (Rosans, Blieux).

Les bancs noduleux et « doublets » calcaires sont surmontés d'une couche marneuse à glissements et plissements intraformationnels, phénomènes de « slumping » sur près de 10 m de puissance, à un niveau stratigraphique probablement plus élevé que celui des plissements décrits par J. Goguel à Rosans. Le glissement des courants turbides contre le fond paraît s'être effectué sur un radier de vase calcaire, plus ou moins consolidée, en pente probablement assez douce, sans érosion du substratum.

Au-dessus vient la puissante série des marnes bleues fissiles à *H. semicanaliculatus*. Sur plus de 100 m de puissance, cette série est interrompue par des bancs noduleux intraformationnels rythmiques et, surtout, par deux horizons de grès glauconieux à surfaces oxydées, « flow-cast », Chondrites et « ripple-marks ». Ce sont les grès aptiens supérieurs n°s 1 et 2. La surface de la butte-témoin de Tarendol montre des blocs remaniés de grès sus-aptiens à minéraux caractérisant l'Albien. La partie supérieure des marnes bleues passant probablement à l'Albien (Goguel), d'une manière continue, la série marneuse devait être couronnée par un entablement gréseux déjà incorporé dans le Gault sous la forme d'intercalation ou de lentille. La même observation a été effectuée à Serre-Châtieu (Lesches).

L'association minéralogique apparaît plus riche dans les grès aptiens supérieurs n° 1 (Gargasien moyen) ; en plus de l'apatite ubiquiste et en grande partie authigène, on note l'association du domaine métamorphique du Massif central : disthène, staurotide, tourmaline. S'y ajoutent en de moindres proportions : rutile, monazite, zircon et xénotime. La muscovite est abondante et ubiquiste à tous les niveaux ainsi que les minéraux opaques, généralement authigènes (pyrite et marcassite). On trouve encore : fluorine, idocrase (très rare), blende et galène.

Les grès supérieurs n° 2 (Gargasien supérieur) sont beaucoup plus pauvres en espèces ; grenat et rutile disparaissent tandis que les micas augmentent ainsi que les sulfures authigènes ou remaniés : marcassite, pyrite, pyrrhotine, blende et galène (rares). Liés aux minéraux détritiques

du B. P. G., on trouve des minéraux des gangues : dolomie, fluorine, parfois barytine (cette dernière espèce pouvant aussi être secondaire, comme le gypse : Rosans et Serre-Châtieu).

5. COUPE DE ROSANS. — Dans cette région de la zone vocontienne, le Bédoulien se trouve encore réduit : calcaire gris à petits bancs et joints onduleux. Au-dessus se développent 65 m de marnes gargasiennes à intercalations détritiques *dès la base*, à récurrences plus nombreuses que dans l'axe des Baronnies. S'y intercale encore un banc-repère noduleux, calcaire, formant un « doublet », à teinte claire, comme à la base de la série de Tarendol. Les bancs gréseux (grès aptiens supérieurs) et les intercalations sableuses se multiplient vers le sommet du Gargasien (trois groupes de petits bancs gréseux, glauconieux, à Chondrites). Le faciès granulométrique des marnes bleues terminales (Gargas. sup.) montre une évolution assez poussée sur la pente du précontinent où les saccades du fond amènent des écoulements « en nappe », le long du profil.

Au-dessus des grès de l'Aptien supérieur, on note des marnes sableuses riches en quartz, glauconie et micas, puis une assise marneuse entrecoupée de bancs noduleux calcaires. La terminaison de l'Aptien correspond, comme à Cassis, à une lentille calcaire de galets mous intraformationnels, empilés, *ravinés* par les grès albiens sus-jacents.

L'Albien forme une série relativement puissante (près de 60 m). A la base, ravinant les assises à galets de vase de l'Aptien terminal, s'observe la première masse des « grès sus-aptiens » de Paquier (G. S. A₁). Ce sont des grès glauconieux en gros bancs massifs, lenticulaires, à galets de sable et passées intraformationnelles non consolidées, joints ferrugineux et ondulés, stratifications entrecroisées. Ce sont des sédiments littoraux d'aspect deltaïque ; les granulométries montrent un faciès de lévigation. Les apports terrigènes sont continus et se ravinent mutuellement. Au-dessus des grès inférieurs (G. S. A₁), les marnes bleutées voisinent avec d'autres lentilles gréseuses et des chenaux continuant à s'individualiser, dans le temps, après la phase majeure d'apports détritiques.

Les nouveaux grès glauconieux de l'Albien (G. S. A₂) montrent une barre plus homogène, puissante de plus de 10 m par endroits. Les joints sont plans et non plus entrecroisés. Le matériau, isométrique, paraît issu de l'étalement et du triage d'apports plus lointains en milieu plus profond — ou plus calme.

Surmontant les dernières masses de grès, des

intercalations calcaires à nodules intraformationnels amorcent une séquence négative au-dessus de la série détritique : les marnes bleues à Céphalopodes pyriteux (*Hoplites cf. delucii*) reprennent et s'enrichissent en éléments argileux et terrigènes vers le sommet. Leur granulométrie montre un sédiment *décanté* après une évolution assez complète, en milieu calme de haute mer ou de « verrou » topographique formant « piège » à sédiments. La profondeur exacte (ou même approchée) du dépôt paraît difficile à évaluer.

La région de Rosans, à l'Aptien-Albien, a donc été le siège d'actions océanographiques variées dans le temps et dans l'espace. Les dispositions lenticulaires des grès de l'Albien, leurs ravinelements, s'observent par ailleurs à la montagne de Pierre-Vesce (entre Villebois et Laborel : disparition des bancs gréseux). Ces bancs de grès réapparaissent près de Gumiane et disparaissent à nouveau près d'Arnayon (V. Paquier, J. Goguel).

Il est difficile d'identifier les principales masses et passées gréseuses par la *seule* étude minéralogique, même en comptant un grand nombre de grains par échantillon. L'abondant cortège minéralogique montre cependant des fluctuations *locales* assez sûres. Les concentrations maximales s'observent à l'Aptien supérieur et surtout à l'Albien inférieur. Résumons ici nos résultats :

a) *Gargasien inférieur et moyen* : fond banal métamorphique réduit au disthène et à la staurotide. Minéraux des gangues : fluorine et barytine, association détritique du B. P. G. C., pyrite et marcassite authigènes en grande partie. Peu de minéraux ferrugineux. L'andalousite (probablement d'origine alpine) est extrêmement rare.

b) *Gargasien supérieur* : augmentation massive des phosphates, de l'apatite et de la dolomie. Les minéraux authigènes ou liés au B. P. G. C. sont en diminution. Augmentation des minerais de fer et maximum de la magnétite. Apparition, en faibles quantités, du cortège ilménite, rutile anatase, brookite, zircon et xénotime.

c) *Albien inférieur : grès sus-aptiens n° 1* : maximum des concentrations minérales. Augmentation continue des phosphates. Développement du cortège accessoire ilménite, rutile, xénotime auquel s'ajoutent monazite et sphène. Maximum de la chlorite, du grenat, de l'idocrase (demeurant très rare) et de la clinozoïsite. Apparition de la hornblende verte (alpine d'après Th. J. Van Andel). Maximum des espèces du fer : oligiste, hématite, goethite et magnétite.

d) *Albien supérieur : grès sus-aptiens n° 2* : appauvrissement rapide du stock en espèces.

Maximum de la glauconie et des phosphates, maximum du zircon. Les apports détritiques de B. P. G. C. se poursuivent.

e) *Grès glauconieux du Cénomanién* : changement très net et fluctuations dans les apports :

— maximum du cortège métamorphique du Massif central : staurotide et disthène (suivant la loi de Bleicher) ; maximum des micas et diminution très rapide des phosphates ; dispersion du B. P. G. C. détritique et presque totale disparition des authigènes (pyrite) = milieu oxydant.

— maximum du groupe : ilménite, rutilé, anatase, sphène, tandis que brookite et monazite demeurent rares.

6. LA SÉRIE DE SERRE-CHAÏTIEU. — On observe une série synclinale perchée formant une butte-témoin. Dans le Diois, en se rapprochant des hauts-fonds du Vercors, le Bédoulien acquiert un développement notable par rapport aux minces bancs signalés dans les Baronnies.

Nous n'avons reconnu que les derniers mètres du Bédoulien : ce sont des calcaires gris sombre, siliceux, à spicules et plages calcédonieuses, traînées d'opale. Légèrement fétides, ils correspondent à un milieu enrichi en silice au large de la périphérie du récif. La pyrite y est authigène : c'est le faciès de Simiane (au Nord de Marseille) ou du Broussan (près de Toulon).

La série des marnes bleues gargasiennes se trouve plus réduite que dans les Baronnies. On y distingue trois unités :

a) *Groupe inférieur* (12 à 15 m) : banc noduleux à la base, puis marnes bleues à intercalations détritiques correspondant à celles de Rosans : passées gréseuses de 4 cm, à plages silicifiées, surfaces à perforations et concrétions ferrugineuses. Les perforations ne sont point des trous de Lithodomes mais des entrées de terriers sur un fond sableux (aucune indication bathymétrique ne peut en être déduite : des terriers de ce genre ont été photographiés par la « Calypso » et le bathyscaphe F. N. R. S. III, de quelques centaines de mètres de profondeur à près de 2 000 m). La granulométrie des marnes pyriteuses montre un sédiment très évolué, probablement assez profond, déposé par décantation en haute mer.

b) *Groupe moyen* (20 m) : marnes bleues homogènes, pyriteuses, à Céphalopodes et trois passées noduleuses récurrentes dans la série. La granulométrie de ces marnes diffère de celles du Gargasien inférieur. On note à ce niveau un sédiment encore évolué mais beaucoup moins homogène, ayant subi un début de triage. Il semble que l'on ait encore affaire à un sédiment de haute mer déposé au large du précontinent,

à quelques centaines de mètres de profondeur.

c) *Groupe supérieur* (8 à 10 m) : des marnes bleues très fines et très pyriteuses sont intercalées de petits bancs de calcaires noduleux. Le dernier banc est un calcaire gris-noir, cristallin marquant la fin probable de l'Aptien. Ce calcaire montre de nouveaux spicules et des plages de silice secondaire. La granulométrie des marnes intercalaires montre une vase de type logarithmique, lessivée de ses éléments fins et ultra-fins, vraisemblablement déposée à une profondeur moindre (plateau vaseux, vases du large) et provenant du triage des formations terrigènes littorales. La séquence du sommet de l'Aptien paraît ainsi se traduire dans l'évolution et la granulométrie des marnes bleues apparemment homogènes.

L'Albien est représenté par des blocs remaniés de grès glauconieux disséminés à la surface du plateau. Leur composition minéralogique les rattacherait aux grès sus-aptiens n° 1. On y note la dominance des minéraux métamorphiques du Massif central, un maximum de la hornblende brune (basaltine) et du rutilé. Déjà les minéraux alpins apparaissent sporadiquement : glaucophane, épidote, grenat et, probablement, chloritoïde, zoïsité et hornblende verte. La pyrite domine parmi les minéraux authigènes. On trouve aussi de la barytine et de la dolomie.

Au sujet des « filons clastiques » découverts par M. G. Rutten et H. J. M. Schonberger [1957] dans l'Aptien de Serre-Chaïtieu, on peut distinguer deux types :

— certains filonnets réduits de grès glauconieux de l'Aptien supérieur traversent les marnes moyennes du Gargasien et ne recoupent que ces dernières. Les filonnets s'arrêtent brusquement au contact des marnes du Gargasien supérieur ;

— d'autres filons plus importants, et en particulier le grand filon clastique recoupant toute la surface du plateau et décrit par G. Rutten, recoupent à la fois les marnes du Gargasien moyen et du Gargasien supérieur. D'autre part, le remplissage clastique est formé de grès glauconieux albien (grès sus-aptien n° 1).

Il est alors possible d'envisager le remplissage d'anciennes fissures et crevasses, dans les vases bleues du précontinent, par des coulées de sables détritiques issues des courants de turbidité — sans qu'il y ait pour cela une émergence que rien ne prouve par ailleurs. Ces colmatages accompagnés de glissements en masse du sédiment auraient été successivement déclenchés, à Serre-Chaïtieu, au Gargasien supérieur et à l'Albien. De tels éboulements et cisaillements s'observent

de nos jours au voisinage des canyons qui accidentent le rebord au large du précontinent.

Seuls demeurent, après l'érosion du plateau de

Serre-Chaëtieu, les blocs remaniés de grès albiens et les filons clastiques traversant les séries marneuses.

Conclusions.

1. LA QUESTION DES MARNES « VOCONTIENNES » (APTIEN). — Le faciès des marnes bleues de l'Aptien, en zone vocontienne, a fait l'objet de nombreuses discussions. Des recherches sédimentologiques en cours, les premiers résultats confirment les idées de M. G. Rutten [1953] et de J. Goguel [1954]. Ces marnes bleues fissiles de l'Aptien, s'étendant parfois jusqu'à l'Albien, à Céphalopodes pyriteux, ne sont homogènes qu'en apparence et correspondent, en réalité, à des faciès bathymétriques assez différents :

a) vases du rebord au large du précontinent, à clastiques accidentels, « slumping » et très faible évolution granulométrique. Elles présentent des analogies avec les sédiments dragués dans les têtes de canyons de la Méditerranée. Ce faciès se trouve actuellement à des profondeurs très variables, de — 400 à — 900 m ;

b) vases lessivées de leur fraction colloïdale et précolloïdale, se rapprochant du type logarithmique de A. Rivière. Elles semblent apparaître en fin de séquence, antérieurement au dépôt des grès albiens glauconieux. Ces vases se trouvent au large, sur le précontinent, et résultent d'une lévigation et d'un triage des terrigènes ; on y note un enrichissement en calcaire et les clastiques grossiers s'y étalent en minces passées (*laminae* ou petites strates de quelques centimètres de puissance). La profondeur supposée doit varier entre — 300 et — 150 m ;

c) vases très évoluées, déposées en milieu calme, riches en matières organiques et en pyrite, présentant un faciès très net de décantation. On les trouve dans le Gargasien et, aussi, dans le faciès des marnes bleues albiennes, au-dessus des masses de grès glauconieux (grès sus-aptiens). Ces vases décantées en milieu calme et réducteur ne peuvent, par leurs seuls caractères sédimentologiques, donner une idée de la profondeur à laquelle s'est effectuée la sédimentation. De tels dépôts s'observent de nos jours à des profondeurs extrêmement variables : zones assez profondes, fonds de baies et « pièges » à sédiments, dépôts lagunaires, très peu profonds, ou petits fonds dans les zones particulièrement abritées, enrichies en matières organiques.

L'étude sédimentologique du faciès des marnes bleues vocontiennes, à peine commencée, se

borne aux étages Aptien-Albien. Il serait nécessaire de l'étendre et d'en confronter les résultats avec les données de la microfaune. Les faciès rencontrés ne paraissent qu'assez peu profonds, épicontinentaux, déposés généralement au large, en mer ouverte. Ils s'étalent sur le profil du précontinent et dans sa partie profonde. La profondeur moyenne semble s'établir vers quelques centaines de mètres, parfois moins. Conformément aux idées de M. G. Rutten et de J. Goguel, il ne semble pas avoir lieu de retenir le terme de « fosse vocontienne ». En réalité, les marnes se sont déposées à toutes les profondeurs, sous des conditions réductrices, entrecoupées d'éboulements et de glissements sous-marins liés aux oscillations du profil, amenant les éléments clastiques d'origine littorale.

2. STRATIGRAPHIE DES GRÈS GLAUCONIEUX. — Dès la base de la séquence des marnes bleues, les influences détritiques se manifestent sporadiquement. En leur partie moyenne apparaissent, d'une manière générale, de minces intercalations de grès glauconieux, accidentelles, étalées contre le substratum, sans raviner ce dernier (grès aptiens supérieurs n° 1). Au centre de la zone vocontienne, des remaniements locaux se manifestent par de minces bancs noduleux intraformationnels et rythmiques. Le sommet du Gargasien, à Céphalopodes pyriteux, est marqué par un nouvel horizon-repère gréseux à « flow-cast » et « ripple-marks » (grès aptiens supérieurs n° 2). L'Aptien se termine par des remaniements intraformationnels, des horizons à galets de sable ou des surfaces à Chondrites.

L'Albien débute par des sédiments grossiers glauconieux, souvent lenticulaires, ravinant, au Nord comme au Sud, les marnes aptiennes. Ce sont les « grès sus-aptiens » des auteurs qui, dans les Baronnies, formeront deux masses irrégulières noyées dans des marnes sableuses et glauconieuses. Ces grès manquent parfois du fait de terminaisons locales des lentilles ou décapage par l'érosion. Dans les Baronnies, précédant les puissantes séquences détritiques du Cénomanién, les derniers horizons albiens sont généralement représentés par des termes marneux. Il paraît difficile de distinguer ces grès par leur seule

composition minéralogique, le cortège demeurant assez homogène dans son ensemble, compte tenu des fluctuations aléatoires ou locales. Une partie de la fraction détritique des minéraux lourds provient du Massif central.

Les coupes montrent, de part et d'autre des aires récifales ou des hauts-fonds du Nord et du Sud, dès l'Albien, des séquences irrégulières, avec reprises d'érosion, envahies par le matériel détritique, tendant vers le colmatage de la zone

vocontienne à l'exception de quelques zones marneuses.

Ainsi, au régime continu et subsident de la sédimentation aptienne marneuse, où ne se manifestent que des oscillations réduites, succède, à l'Albien, un régime irrégulier, brutal, tendant vers un nivellement de la topographie sous-marine, contemporain de l'exondaison des terres émergées d'alentour.

Bibliographie.

- BERTRAND-BEAUVAIS L. et ROCH E. (1956). — Les sables ocreux du Vaucluse. *C. R. Ac. Sc.*, p. 392-394.
- BLANC J.-J. (1959). — L'Aptien de la Bédoule (B.-du-R.). Stratigraphie et sédimentation. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 487-500.
- (1960). — Étude minéralogique des grès de l'Aptien et de l'Albien dans les Baronnie et le Diois. Relations avec la radioactivité du sédiment. *Bull. Mus. Hist. nat. Marseille*, à l'impression.
- BLANC J.-J. et JOANNY P. (1959). — Étude minéralogique et granulométrique du faciès des sables ocreux d'Apt. *Recueil Trav. Stat. marine d'Endoume*, à paraître.
- CORROY (1954). — La couverture nord provençale du cap Sicié à la Basse-Durance (France). *C. R. 19^e sess. Congr. géol. intern. Alger*, 1952, sect. XIII, fasc. 14, p. 337-342.
- DENIZOT G. (1954). — Notice sur les travaux de géologie.
- GOGUEL J. (1945). — Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le SE de la France. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLIV, n° 215, 62 p.
- (1948). — Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. *Ibid.*, t. XLVI, n° 223, 46 p.
- (1953). — Les Alpes de Provence. Paris, Hermann éd., coll. Act. sc. et ind. n° 1195, 124 p.
- (1954). — A propos de la profondeur de dépôt des marnes à Ammonites pyriteuses. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 222-225.
- JUNG J. et ERHART H. (1933). — Structure géologique des Baronnie au N du mont Ventoux. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, n° 17.
- KILIAN W. (1888). — Description géologique de la montagne de Lure. Thèse, Paris, 458 p.
- PAQUIER V. (1900). — Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnie orientales. Thèse, Grenoble, 402 p.
- PRUVOST P. (1943). — Filons clastiques. *B. S. G. F.*, (5), XIII, p. 91-104.
- ROCH E. (1927). — Étude stratigraphique et paléontologique de l'Aptien inférieur de la Bédoule, près Cassis (B.-du-R.). *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. IV, n° 8.
- RUTTEN M. G. (1953). — Sur la genèse des dépôts à Ammonites pyriteuses. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 305-308.
- RUTTEN M. G. et SCHONBERGER H. J. M. (1957). — Syn-sedimentary sandstone dikes in the Aptian of Serre-Chaître, Southern France. *Geol. en Mijnb.*, Nw. ser., 19^e Jaarg., p. 214-220.

Les roches ultrabasiques de la région de Tamatave. Mode de gisement, Origine et minéralisation

par Robert GIRAUDON¹.

Sommaire. — La série d'Ambodiriana, terme de création récente pour désigner les migmatites, les micaschistes et les « amphibolopyroxénites » qui affleurent au N de Tamatave, est traversée par des intrusions ultrabasiques dont certaines sont minéralisées en chromite. Ces roches ultrabasiques ont été affectées, après leur mise en place, par un métamorphisme d'intensité modérée.

Le minéral chromifère se présente en lentilles dont les directions et les pendages sont conformes à ceux des schistes cristallins. La teneur en chromite varie entre 60 et 86 % suivant les gisements, mais le rapport chrome/fer, compris entre 1 et 2, a une valeur trop basse pour que ce minéral soit utilisé en métallurgie.

CADRE GÉOLOGIQUE. — Les terrains cristallophylliens qui affleurent immédiatement au N et au NW de Tamatave sont essentiellement constitués de migmatites, de micaschistes, de quartzites et d'amphibolopyroxénites pour lesquels j'ai proposé le nouveau nom de série d'Ambodiriana. A hauteur de Tamatave, cette série s'enneige sous le groupe du Manampontsy (défini par J. Guigues en 1950²). Pour H. Besairie³, la série d'Ambodiriana doit être rangée dans le système du Vohibory au même titre que les séries de la Maha et de Vohilava. Ses minéraux caractéristiques sont la sillimanite associée au disthène, la staurotide, la fuchsite, la scapolite, le graphite et le grenat spessartite. La présence simultanée de ces minéraux dont certains appartiennent à la catazone et d'autres à la mésozone, traduit l'existence d'importants déséquilibres physicochimiques.

ROCHES ULTRABASIQUES. — La série d'Ambodiriana doit une grande partie de son originalité à la présence de petits corps basiques qui se disposent suivant quatre alignements conformes aux lignes structurales E-W des schistes cristallins. Chaque alignement se décompose en de nombreux petits massifs qui ne se situent pas rigoureusement dans le même niveau stratigraphique et dont la plus grande dimension excède rarement 2 km. Ces massifs sont composés de plusieurs lentilles interstratifiées dont l'enveloppe reproduit souvent la forme d'une ellipse très ramassée. Les roches basiques qui les consti-

tuent appartiennent à la famille des pyroxénolites et des périclites. Quelques échantillons indemnes de toute orthogneissification nous ont permis de reconnaître des pyroxénolites (bronzites, hypersthénites), des saxonites (définies d'après H. Johannsen), des hartzburgites et une bielenite. Ces roches ont un aspect massif, une couleur vert noirâtre, et de larges cristaux automorphes de pyroxène orthorhombique tranchant sur le fond mat de la roche par l'éclat brillant de leurs clivages. Elles sont cependant assez rares et les types les plus fréquemment rencontrés ne conservent qu'à l'état de reliques les minéraux de la roche primitive.

Nous avons reconnu trois processus de transformation de ces roches ultrabasiques, sans qu'il nous soit possible pour le moment de préciser l'ordre de leur succession.

a) *Serpentinisation* : la roche se transforme en une serpentine massive homogène vert noirâtre ou vert jaunâtre dans laquelle le pyroxène orthorhombique et le périclote peuvent subsister à l'état de reliques. Des minéraux de néoformation tels que la calcite et le quartz apparaissent parfois en grande quantité et s'agencent en filonets qui donnent à la roche un aspect réticulé.

1. Note présentée à la séance du 9 novembre 1959.

2. GUIGUES J. (1950) : Étude géologique des feuilles Anosibe et Vatomandry. *Trav. Serv. géol. Madagascar*, n° 13.

3. BESAIRIE H. et COLLIGNON M. (1956) : Madagascar. In *Lexique stratigraphique international*, vol. IV, fasc. 11, p. 41. Paris, Centre nat. de la recherche scientifique.

b) *Altération en amphibolite* : la roche recristallise partiellement ou totalement en donnant des amphibolites de couleur verte, rarement orientées, différant entre elles par la nature de l'amphibole dominante : anthophyllite, actinote ou trémolite. Ces amphiboles cristallisent en donnant un feutrage d'aiguilles sur un fond de chlorite, plus rarement de talc. La nature fibreuse de la roche est parfois visible à l'œil nu. Nous avons pu également observer le passage des pyroxénolites à des roches monominérales constituées par une amphibole incolore à vert très pâle qui se présente en larges plages dont l'angle maximal d'extinction est de 28°. La nature exacte de cette amphibole est à préciser.

c) *Altération en soapstone* : le talc se développe initialement à partir des pyroxènes orthorhombiques qu'il pseudomorphose complètement. Au terme de l'évolution, la roche est essentiellement constituée de talc avec chlorite et amphiboles accessoires, et présente le toucher savonneux caractéristique des stéatites. Des résidus de pyroxène peuvent subsister.

Les transformations de ces roches ultrabasiques éruptives conduisent donc dans certains cas à des roches en tous points semblables à celles qui dérivent de sédiments calco-magnésiens soumis à l'action d'un métamorphisme d'intensité modérée. Les passages graduels que nous avons pu observer à partir des pyroxénolites et des périclites ainsi que leur minéralisation en chromite ne laissent cependant aucun doute sur

leur origine. Il faut donc admettre qu'il y ait eu d'importants échanges chimiques qui ont porté principalement sur les éléments Ca, Mg, Al, Si et que la roche a reçu de l'eau et de l'acide carbonique.

MINÉRALISATION. — Quelques-uns des massifs de roches ultrabasiques, qui constituent les deux alignements méridionaux de la région d'Ambodiriana, sont minéralisés en chromite. Jusqu'à présent, neuf gisements ont été reconnus dont sept par mon équipe de prospecteurs et moi-même en 1958. Par contre, les deux alignements septentrionaux ne contiennent aucune minéralisation chromifère. Le minerai est une chromitite massive, constituée par l'association de petits grains noirs à éclat métallique emballés dans une gangue verte difficilement discernable à l'œil nu. La teneur en spinelle chromifère oscille de 60 à 86 %. La gangue, de nature variable, a la composition de la roche ultrabasique encaissante. Les chromitites se présentent en lentilles conformes à la schistosité générale des schistes cristallins et se suivent en chapelet principalement sur la périphérie des corps basiques. Les dimensions des lentilles sont de quelques dizaines de mètres pour la longueur et de 5 m au maximum pour la largeur (mine de Ranomena). Les contacts des lentilles de chromitite avec les roches vertes sont toujours très francs.

Le minerai, sauf de rares exceptions, est trop riche en fer et trop pauvre en oxyde de chrome pour être utilisé en métallurgie.

N°	TENEUR EN CHROMITE %	Cr ₂ O ₃ %	Fe TOTAL EN FeO %	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	Al ₂ O ₃ %	MgO %	SiO ₂ %	TiO ₂ %	Cr/Fe
1	77,5	50,3	29,5			7,3	7,6	0,2	0,7	1,50
2	68	41,5	34,8			13,6	5,4	1,2	—	1,05
3	68	48,2	29,3			10,2	7,5	0,7	0,5	1,45
4	86	50	29,2			10,8	5,9	0,6	—	1,52
5	75	44,34	23,52					2,5		1,65
6	79	42,2		11,2	23,15	15,65	6,5	0,15	0,3	1,11
7	85,4	47,35		4,3	19,15	16,2	10,7	0,75	0,4	1,80
8		44,95		3,35	19,15	18,8	11,15	1,5	0,6	1,70
9	63,7	41,75		14,35	14,8	17,65	8,6	0,35	0,55	1,30
10		35,3		14,9	12,8	28,3	6,5	0,3	1,5	1,20

TABLEAU 1. — Analyses de chromite.

1 : Ambalatenina (VW. 44) ; 2 : Anapisaka (VW. 44) ; 3 : Androrangavola (U. 44) ; 4 : Ankarabo (U. 44) ; 5 : Ranomena (V. 45) ; 6 : Marofatana (VW. 44) ; 7 et 8 : Ranolalina (U. 45) ; 9 et 10 : Sarongololona (U. 44). Les indications entre parenthèses renvoient aux feuilles de la carte géologique.

1 à 7 et 9 : minerai purifié ; 8 et 10 : minerai brut. — 1 à 4 : analyse P. Rose ; 5 : anal. Ugine ; 6 à 10 : anal. F. Ruf.

CONCLUSION. — La série d'Ambodiriana et ses massifs de roches ultrabasiques posent de nombreux problèmes géologiques. En effet, la présence simultanée dans cette série d'associations minérales caractéristiques de la catazone et de la mésozone implique une importante diaphtorèse. D'autre part, la minéralisation en chrome et le mode de gisement des roches ultrabasiques montrent sans ambiguïté leur origine éruptive. Mais les transformations partielles de ces roches en amphibolites et en soapstones impliquent également qu'elles ont subi un métamorphisme d'intensité modérée (faciès d'épizone) accompagné d'une importante métasomatose. A ces observations nous proposons l'explication suivante : la série d'Ambodiriana aurait d'abord subi un métamorphisme de forte intensité que l'âge ⁴ de 2 140 MA donné comme limite supérieure du système du Vohibory permet de situer dans le temps. Le métamorphisme rétrograde qui

a affecté ensuite la série et qui a orthogneissifié les roches ultrabasiques pourrait être lié à une des granitisations subies par le socle précambrien malgache. Enfin, les chromites posent elles-mêmes quelques problèmes particuliers : la nature de leur gangue, leur mode de gisement, totalement indépendant de l'intensité du métamorphisme subi par les roches ultrabasiques, suggère que la ségrégation des lentilles de chromite s'est effectuée lors de la mise en place des pyroxénolites et des péridotites et ne doit rien au métamorphisme général. Par contre, la disposition conforme de ces mêmes lentilles par rapport aux directions et pendages des schistes cristallins, laisse supposer que leur formation a été dirigée par des phénomènes de tension contemporains de la mise en place des complexes ultrabasiques.

4. Age conventionnel.

Le Tertiaire du bief des Lavaux (près de Pontarlier) et ses relations avec la tectonique du Jura

par Pierre CHAUVE ¹.

Sommaire. — La découverte de deux nouveaux affleurements de terrains tertiaires marins et lacustre dans le bief des Lavaux, permet de préciser la paléogéographie de la haute chaîne et de distinguer dans la région de Pontarlier deux paroxysmes orogéniques.

I. INTRODUCTION. — Le Tertiaire du bief des Lavaux se trouve dans un synclinal crétacé de la haute chaîne du Jura (appelé aussi synclinal des Alliés) en bordure de la zone orientale des plateaux. Dans cette région, la rareté des dépôts tertiaires empêche de dater avec certitude les différentes phases tectoniques et oblige à extrapoler à partir de régions plus septentrionale ou plus méridionale. En effet les dépôts tertiaires sont rares et très réduits.

Ces gisements comportent le plus souvent du Tertiaire marin. Les affleurements lacustres sont plus rares et très rarement associés aux couches marines comme c'est le cas dans le synclinal des Alliés le long du bief des Lavaux.

II. DESCRIPTION DES AFFLEUREMENTS. — Le bief des Lavaux coule dans un synclinal orienté NE-SW, dont les flancs sont fortement redressés. On peut y observer des terrains crétacés du Valanginien au Cénomanién, et des terrains tertiaires.

Le Crétacé est semblable à celui des synclinaux de la région de Pontarlier. Le Tertiaire, par contre, mérite une description particulière. En effet, outre les marnes à *Helix* figurées sur la carte géologique, nous avons pu observer deux nouveaux affleurements d'âge différent.

Nous pouvons donc y distinguer trois ensembles :

a) *Le calcaire lacustre à Limnées.* Il s'agit d'un dépôt dont aucun affleurement n'est connu à l'heure actuelle, mais que nous avons trouvé à l'état de blocs de grandes dimensions dans les poudingues décrits plus loin.

C'est un calcaire lacustre blanc à jaune, à odeur légèrement fétide, laissant par attaque à

HCl un résidu argileux et quelques petits grains de quartz. Ce calcaire renferme des moules internes de Limnées, « un contre-moulage en plâtrine jaune ², long de 21 mm, paraît correspondre à *Limnea (Stagnicola) cornea* BRONGN., comparable aux échantillons des meulière de Montmorency (coll. Deshayes) du Stampien supérieur, de même grandeur ».

b) *Les poudingues, grès et marnes.* Cette formation affleure sous le glaciaire en trois endroits différents : dans le bief des Lavaux au niveau des Deux Passages ($x = 907,6$, $y = 220,1$), quelques mètres en aval du pont du défilé d'Entreportes ($x = 908,9$, $y = 221,45$) et en face la ferme de la Tuilerie de l'autre côté de la route de Pontarlier à Morteau par les Gras.

Aux « Deux Passages », nous avons observé une série de bancs verticaux orientés sensiblement NE-SW, et comprenant :

1. Un poudingue comportant des galets dont la taille est comprise entre quelques centimètres et quelques décimètres. Les galets sont constitués en majeure partie de Jurassique supérieur et de Crétacé. Le ciment est formé par un calcaire gréseux contenant des pisolites ferrugineux et des grains de quartz de plusieurs millimètres de diamètre. En plaque mince, on rencontre également des débris de Mollusques, d'Echinodermes, des cristaux de calcite et des grains de quartz clastique de 0,1 à 1 mm de diamètre.

2. Un grès grossier, formé de grains de quartz dont certains ont plus de 1 mm de diamètre.

1. Note présentée à la séance du 15 juin 1959.

2. Je remercie vivement M. Jodot à qui je dois cette détermination, ainsi que celles concernant les *Helix* décrits plus loin.

Une attaque à HCl nous les a montrés luisants, et non usés.

3. Un poudingue à galets plus petits ne diffère du premier que par la taille des galets ne dépassant pas 5 mm de diamètre et par une stratification plus marquée.

4. Une marne gréseuse grise, bariolée de rouge et de jaune qui s'est révélée azoïque.

A la Tuilerie, seuls les poudingues affleurent, tandis qu'au pont d'Entreportes, on n'observe que les marnes. Ce sont des marnes jaunes bariolées de rouges, gréseuses, où nous n'avons pas rencontré de faune sinon un fragment de *Lamellibranch*. Un lavage nous a montré de petits grains de calcaire et de quartz, très fin, avec une microfaune assez pauvre. M. Magné qui a bien voulu examiner cet échantillon, n'a trouvé que quelques formes arénacées.

c) *Les marnes à Helix*. Elles affleurent le long du chemin du défilé d'Entreportes ($x = 909,1$, $y = 221,4$). Elles sont constituées par des marnes blanches, noduleuses à la base, plastiques au sommet. Dans les niveaux inférieurs, on observe de nombreux moules internes d'*Helix*. Ceux-ci sont plus rares dans la partie supérieure qui renferme en outre quelques silex noirs.

« Parmi ces *Helix* un groupe de onze moules internes ³ paraît avoir une analogie avec les figures de *Cepaea hortensis* MULL. [J. Favre, 1937] du Tortonien supérieur de la Chaux-de-Fonds et de Combe-Gérard près du Locle. Mais comme ces figures représentent des coquilles et non des moules internes, l'identité des *Helix* des Alliés laisse un doute.

Un unique moule interne long de 12 mm, ayant 10,5 mm de diamètre, possède des tours plus étagés et plus arrondis, le dernier plus haut, et une largeur totale plus grande, ressemblant à *Cepaea larteti* DE BOISSY var. *minor*. BOURG. originaire de Sansan, que J. Favre signale dans le même gisement que ci-dessus du Jura neuchâtelois. Malgré ces différences, ce paléontologiste rattache cet *Helix* à la même variété *Cepaea hortensis* MULL. var. *miocenica* J. FAVRE. « L'allure de ces deux *Helicidae* n'est pourtant pas exactement comparable. »

De nouvelles déterminations de M. Jodot portant sur d'autres échantillons du même gisement ont encore montré *Cepaea hortensis* MULL. var. *miocenica* et confirmé l'âge tortonien supérieur de ces niveaux marneux.

Cet affleurement de calcaire lacustre était déjà signalé par Dollfus [1887] et figure sur la carte géologique au 80 000^e d'Ornans. Celui-ci avait cité *Helix larteti* BOISSY et *Helix sylvana* BRONGN.

d) *Relations entre les différents affleurements tertiaires*. La nature et la position respective de ces trois séries tertiaires du bief des Lavaux vont nous permettre d'apporter quelques précisions sur la paléogéographie et l'âge des mouvements tectoniques de cette région du Jura. La rareté et la dispersion des affleurements tertiaires obligent en effet à extrapoler ces résultats à partir de régions plus septentrionales ou méridionales.

Dès le Jurassique supérieur, on observe dans la haute chaîne des variations dans la sédimentation. Des brèches à cailloux noirs et même de calcaires à *Chara* [Donze, 1951 ; Mattauer, 1958] s'insèrent dans la série du Kimméridgien. Au Purbeckien, les dépôts saumâtres attestent une émergence, et même pour certains auteurs l'amorce de plis sur lesquels se serait déposé le Crétacé. On n'observe pas de terrains crétacés plus récents que le Cénomaniens et il semble bien que la mer se soit retirée à ce moment.

Au Tertiaire, les premiers affleurements sont lacustres et assez rares.

En Suisse, dans la vallée de Joux, il existe aussi un affleurement de calcaire d'eau douce [Aubert, 1943] contenant *Limnea longiscata* attribuée au Sannoisien.

Au bief des Lavaux, le calcaire à Limnées est aussi oligocène (Stampien supérieur). Il occupait sans doute une zone déprimée, correspondant au synclinal actuel. Mais sa position en galets dans un poudingue comprenant des éléments jurassiques et crétacés indique une forte érosion. Celle-ci ne peut s'expliquer que par une phase tectonique ayant provoqué des dénivellations notables. La taille des galets (certains ont plus de 50 cm de côté) et leur faible usure font penser à un faible transport. Il s'agit peut-être de dépôts effectués au pied de reliefs dus à des failles.

Une deuxième phase orogénique a été nécessaire pour redresser à la verticale cette série tertiaire ainsi d'ailleurs que les couches sous-jacentes. L'âge de cette seconde phase est stampien ou plus récent.

Au bief des Lavaux, les marnes blanches à *Helix* du Tortonien reposent en discordance sur le Cénomaniens plissé. Elles indiquent qu'après la seconde phase, la mer s'est retirée définitivement du Jura en même temps qu'ont cessé les plissements. La région ne sera plus marquée que par des phénomènes de déformations superficiels ainsi que l'indique le glissement du défilé d'Entreportes [Chauve, 1957].

3. Détermination P. Jodot.

IV. CONCLUSION. — Ces différents affleurements tertiaires nous permettent de distinguer au moins deux paroxysmes orogéniques : le premier d'âge oligocène moyen ou supérieur (Stampien ou plus récent) suivi par une nouvelle invasion marine; le second dont l'âge ne peut être déterminé avec précision mais anté-

rieur à des dépôts tortoniens supérieurs ou pontiens.

Ces deux phases semblent bien être en rapport avec celles qui ont été observées en d'autres points du Jura [Glangeaud, 1949] et qui correspondent, la première à des mouvements verticaux, la seconde à des mouvements tangentiels.

Bibliographie.

- AUBERT, D. (1943). — Monographie géologique de la vallée de Joux. *Mat. Carte géol. Suisse*, N. S., n° 79.
- CHAUVE P. (1957). — Le glissement du défilé d'Entreport. *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, n° 61.
- DOLLFUS G. (1887). — Quelques nouveaux gisements de terrain tertiaire dans le Jura près de Pontarlier. *B. S. G. F.*, (3), XV, p. 179-194.
- DONZE P. (1951). — Présence de calcaires lacustres dans

le Virgulien de la Montagne-de-l'Épine (Jura méridional). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 296-298.

GLANGEAUD L. (1949). — Les caractères structuraux du Jura. *B. S. G. F.*, (5), XIX, p. 669-688, 2 fig.

MATTAUER M. (1958). — Présence de brèches à cailloux noirs et de calcaires lacustres dans le Kimméridgien du Jura central. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 47-48.

Étude granulométrique de la fraction sableuse des alluvions de la crue de juin 1957 sur le Guil (Hautes-Alpes)

par Jean TRICART ¹.

Sommaire. — Confrontée avec d'autres données lithologiques et, surtout, géomorphologiques, l'étude des courbes granulométriques de la matrice sableuse des galets et blocs charriés par le Guil au cours de sa crue catastrophique de juin 1957 fournit de multiples précisions sur la dynamique du cours d'eau. Les courbes se ramènent, pour le matériel plus petit que 2,18 mm, à deux types fondamentaux :

— les courbes en forme de S étiré, assez bien classées, qui correspondent aux alluvions où les granules et graviers sont rares. Lors de la mise en place de ce matériel, la fraction sableuse est emportée en suspension mécanique et ne reste que dans la mesure où elle tombe dans les interstices entre les galets, déplacés, eux, par saltation ;

— les courbes à allure parabolique, parfois exponentielle, où la proportion des diverses fractions sableuses croît avec la taille. Prolongées par prise en considération des galets, ces courbes ont une allure générale en S avec un maximum pour les graviers et granules. Elles correspondent à des accumulations par freinage du courant, soit derrière un barrage, soit sur un cône de déjection, soit par diminution de la pente.

D'autres études ont montré la généralité de ces types de courbes.

Il est rare que les études sédimentologiques portent sur les phénomènes actuels et encore plus rare que les phénomènes attirant l'attention soient les actions fluviales. Trop de géologues interprètent encore les résultats de leurs études sédimentologiques sans se fonder sur une bonne connaissance des phénomènes contemporains. Il est vrai que ceux-ci sont le domaine propre de la géomorphologie et que les spécialistes de cette branche n'ont adopté que tout récemment les méthodes de laboratoire. Nous voudrions ici montrer combien l'étude, menée de front, des phénomènes géomorphologiques et des dépôts qui en résultent peut être féconde ².

Faute de place, nous avons dû limiter la présente publication à la seule analyse granulométrique des sables. Il ne s'agit que d'un petit chapitre d'une vaste étude, comportant, outre une monographie hydrologique de la crue ³, une cartographie géomorphologique détaillée de tout le bassin au 20 000^e et du fond de vallée au 5 000^e, appuyée sur les observations de terrain et l'utilisation d'une couverture de photographies aériennes spéciale, l'analyse pétrographique systématique des fractions graveleuses et sableuses des alluvions et des comparaisons de repères. C'est uniquement au moyen de telles études,

examinant tous les aspects de la dynamique actuelle et conduites dans l'esprit synthétique de la géographie physique, qu'il nous sera possible d'aboutir à une connaissance satisfaisante des questions fort complexes de dynamique. Elles seules peuvent fournir les multiples contrôles indispensables.

La crue du Guil a été choisie pour une raison pratique : le programme de travail du centre de Géographie appliquée que nous dirigeons. Mais l'exemple revêt une valeur particulière. Cette crue a été l'une des plus violentes qui aient eu lieu en France ces dernières années, comparable à celle des rivières des Pyrénées orientales en 1940. Sur 21 km de routes nationales, 17 ont été complètement emportés. Les ponts ont été presque tous détruits, plusieurs villages démolis.

1. Note présentée à la séance du 20 avril 1959.

2. L'établissement des faits a été effectué sous la forme de recherches collectives des laboratoires de Géographie physique et de Cartographie du centre de Géographie appliquée (Strasbourg), sous notre direction et celle de M^{lle} S. Rimbart, chef de travaux de Cartographie. Les levés géomorphologiques sont l'œuvre d'une quarantaine de personnes. Le travail de laboratoire a été exécuté par M^{lle} M. Michel et M. Richert, le dessin des figures par M. A. Maurer.

3. (1958) : *Rev. Géogr. alpine*, t. XLVI, p. 565-627.

Des blocs de 25-30 t ont été charriés sur plusieurs centaines de mètres. Dans de telles conditions on pourrait penser que l'étude granulométrique de la fraction sableuse, portant sur des particules bien petites, n'a guère d'intérêt et qu'il vaudrait mieux examiner les variations granulométriques de la fraction la plus grossière. Or celle-ci, par suite de la dimension même de ses éléments, est rebelle à l'examen : la place manque pour déterminer valablement des centiles ou établir une couche par la méthode de la grille. C'est dans ces conditions que nous nous sommes résolus à

recourir aux sables. Les résultats ont dépassé nos espérances.

A la différence de ce qui se fait habituellement, notre travail porte sur la matrice sableuse, inférieure à la maille 2,18 mm, de cailloutis parfois très grossiers. Peut-être est-ce ce qui nous a permis d'arriver à certains résultats nouveaux ? Quoi qu'il en soit, nous définirons d'abord quelques types de courbes, puis nous montrerons quelles sont les variations granulométriques de la fraction sableuse le long du Guil en en dégageant la signification morphodynamique.

I. Les types de courbe.

Nous rencontrons, dans les diverses formations étudiées, deux types de courbes particulièrement fréquents.

1. LES COURBES EN S. Elles sont caractérisées par une pente qui croît progressivement, passe par un maximum, puis décroît plus ou moins vite. Traduites en histogrammes, elles montrent un seul maximum, à flancs dissymétriques. Dans le cas du Guil, la montée depuis les petites dimensions jusqu'au maximum est toujours lente, plus lente que la décroissance vers les grandes dimensions.

Les courbes en S sont caractéristiques de sédiments qui ont subi un triage d'autant plus net que leur maximum est plus accusé. Elles sont la règle, par exemple, dans les sables éoliens où le triage est particulièrement bon lorsque l'action du vent s'est exercée longtemps. On les trouve aussi dans les formations sableuses fluviales. Par contre, nous ne nous attendions pas à les rencontrer, parfois remarquablement typiques, dans des alluvions caillouteuses. La décroissance de la courbe aux environs de 2 mm traduit une raréfaction rapide des sables les plus grossiers entre 1 et 2 mm et une raréfaction encore plus grande des granules et graviers, immédiatement au-dessus de 2,18 mm. Il est dommage que nous n'ayons pu faire, sur le terrain, de tamisages portant sur la phase des graviers, afin de préciser ce fait. Néanmoins, les conditions dans lesquelles nous avons opéré nous permettent d'affirmer que, dans les alluvions dont la fraction sableuse est caractérisée par des courbes en S, il y a juxtaposition de deux phases différentes : les sables et les galets, avec un palier intermédiaire traduisant la rareté, voire la quasi-absence, de la phase des granules et graviers.

Cette rareté des granules et graviers n'est pas

d'origine lithologique : cette fraction, bien que plus rare dans certains cas dans les produits de désagrégation de la roche (dans les schistes lustrés notamment), existe cependant comme le montrent d'autres courbes où aucun palier n'apparaît aux abords de 2,18 mm. Il faut donc mettre le fait au compte d'un effet de triage hydraulique. Sa généralité le rend relativement indépendant des circonstances locales et oblige à en chercher une explication elle-même générale. Nous pensons que cette discontinuité granulométrique reflète le passage d'un mode de transport à un autre. La fraction sableuse aurait été charriée par suspension mécanique, flottant dans l'eau grâce à la force ascendante des tourbillons, tandis que la fraction grossière (galets de 3 cm et plus) aurait cheminé sur le fond, tantôt par saltation individuelle, tantôt sous la forme de transport en vrac de paquets arrachés au lit lors d'une pulsation de courant. Diverses observations faites sur d'autres cours d'eau nous ont incité à admettre cette explication très générale : lors des crues, là où les berges sont hautes, seuls les sables les franchissent. Dans le cas du Guil, l'étude lithologique vient confirmer notre interprétation ; le cheminement des galets vers l'aval est si différent de celui des sables qu'il faut admettre, malgré la violence du courant réalisé lors de la crue, un processus de transport entièrement différent : la nature des galets de 4-6 cm de long (diamètre 2-4 cm) varie rapidement et considérablement sur de courtes distances, ce qui montre qu'aucun transit généralisé de ce matériel n'a été réalisé. Au contraire, les sables micacés fournis par les schistes lustrés ont atteint en masse la vallée de la Durance et transité d'un bout à l'autre du bassin. Cela suppose leur entraînement en suspension mécanique : leur sort a été peu différent de celui de l'eau et

leur cheminement se rapproche du sien alors qu'il en est très différent pour les galets, même petits; la rareté de la fraction intermédiaire, outre des raisons lithologiques dans le haut bassin du Guil, résulte de la dynamique. Les particules la constituant se trouvaient à la limite d'action de deux modes de transport différents. Elles ne se déplaçaient que difficilement et sur de petites distances en suspension mécanique mais, par suite d'une taille insuffisante, étaient moins facilement abandonnées par la saltation que les galets.

Les courbes en S correspondraient ainsi à un abandon de matériel sous l'effet d'une diminution de la capacité de transport des tourbillons. On comprend dès lors que le matériel soit classé, parfois même bien classé; localement, au moment du dépôt, le courant était caractérisé par une certaine turbulence qui autorisait le maintien en suspension d'une certaine fraction granulométrique. Les courbes en S refléteraient l'action prédominante de la compétence sur l'abandon du matériel en suspension mécanique.

Le matériel ainsi abandonné tombait sur le fond où les galets se déplaçaient par saltation et, de la sorte, devenait prisonnier des vides existant entre eux. Chaque nouveau galet arrivant permettrait la fixation d'une certaine quantité de sable qui ne pouvait être remis en marche que dans la mesure où le galet lui-même amorçait un nouveau saut. Les granules, absents de la suspension, étaient peu nombreux à se faire prendre au piège. Cheminant probablement plus aisément en saltation que les galets, ils allaient plus loin, jusqu'en un site où leur progression était bloquée.

Les courbes en S nous indiqueraient donc un mode de transport à forte turbulence associant l'entraînement des sables par suspension mécanique et le cheminement des galets par saltation, le matériel s'accumulant en fonction des variations locales, dans le lit, des paramètres hydrodynamiques. Cette hypothèse est corroborée par l'étude géomorphologique des sites de prélèvement des échantillons ayant donné ce type de courbe. Les alluvions correspondantes ne se sont jamais déposées sous l'influence d'un obstacle, barrage, embâcle, division du courant sur un cône de déjection accroissant la rugosité (comparable, ainsi, à un obstacle); elles appartiennent à ce que nous proposons d'appeler *accumulations libres*, abandonnent un matériel dont le sort est d'être repris ultérieurement dès qu'un accroissement de la turbulence se produira localement. Il s'agit d'accumulations temporaires, de matériel en cours de transit.

2. LES COURBES DE FORME PARABOLIQUE. Elles sont caractérisées par une augmentation croissante des pourcentages de matériel retenus par les tamis successifs en allant des plus petits vers les plus grands. Dans certains cas cette augmentation obéit à une loi exponentielle. D'autres fois, elle est plus irrégulière et se produit brusquement à partir d'une certaine dimension.

Plus le triage est poussé, plus la montée de la courbe est rapide. Certaines courbes montrent une véritable zone d'inflexion. D'autres, au contraire, une cambrure régulière, d'allure parabolique.

Vers le haut, les courbes paraboliques ne montrent que rarement une inflexion vers 2 mm; la plupart continuent leur allure fortement ascendante, régulière; lorsqu'une inflexion s'esquisse, elle reste très faible. Ce fait a une signification très importante: il nous indique que, dans ce cas, à l'inverse du précédent, il n'y a pas rarefaction des granules et graviers et que cette phase de transition est, au contraire, bien représentée. En fait, si l'on compare ces courbes, limitées à la fraction sableuse, aux courbes évaluatives que nous avons pu dresser, dans certains cas, pour les seuls galets, nous constatons qu'elles se raccordent aux erreurs de mesures près⁴. L'allure générale est celle d'une courbe en S, dont la partie la plus ascendante correspond à la phase intermédiaire des granules et graviers. Dans la plupart des cas la décroissance des fréquences devient très nette au-dessus de 5-6 cm.

Les courbes en S de la fraction sableuse correspondent à des alluvions transportées concurremment par deux processus différents: suspension mécanique pour les éléments sableux et saltation pour les galets avec un palier intermédiaire dû au fait que les granules sont moins aisément pris au piège que les sables entre les galets et circulent beaucoup plus facilement par saltation que les galets, ce qui assure leur évacuation facile vers l'aval, corollaire de leur rareté dans des accumulations de matériel en transit. L'allure des courbes paraboliques implique des conditions exactement opposées à celles du matériel caractérisé par des courbes en S: le maximum de la courbe aux dimensions des granules graviers dénote une accumulation centrée sur cette phase. Le matériel plus fin, sableux et limoneux, abondant dans les apports du bassin-versant, est moins bien représenté dans le dépôt parce qu'il est évacué plus loin vers l'aval. Dans le cas du Guil, les masses considérables de sable

4. La granulométrie des galets ne peut être établie par tamisage. Elle ne peut résulter que d'évaluations conduites suivant la méthode du sondage statistique.

qui ont été accumulées au débouché dans la Durance en apportent une démonstration irréfutable. La décroissance de la courbe globale aux grandes dimensions, celles des galets, provient au contraire du fait que ce matériel grossier atteint mal le secteur considéré, s'étant déjà déposé en grande partie auparavant.

Ces considérations théoriques sont pleinement corroborées par l'examen des conditions géomorphologiques de dépôt. En effet, tous les échantillons dont la fraction sableuse est caractérisée par une courbe parabolique ont été recueillis dans des sites où l'accumulation se produit par suite de l'intervention d'un mécanisme qui freine considérablement le courant et bloque progressivement le transport. Nous désignerons un tel cas du nom général d'*accumulation forcée*. En voici les principaux exemples observés sur le Guil et la partie inférieure de ses affluents :

— accumulation de niveau de base local provoquée par un barrage : les alluvions bien litées qui avaient colmaté la retenue occasionnée par l'éboulement de Mongauvie présentent une courbe parabolique à brusque inflexion (éch. Fr 05/58/194⁵). L'échantillon prélevé est constitué par la matrice sableuse d'une lentille de petits galets. La grande majeure partie du matériel est comprise entre 1 et 2 mm. Les sables fins sont très peu abondants (2,5 % environ au total en dessous de 0,2 mm). Les limons sont rares (moins de 1 %). Rappelons qu'il s'agit d'alluvions mises en place entre 1948 et 1957, avant la crue, dans les conditions de régime « normal » du Guil

— accumulation sur les cônes de déjection ; cônes du Peiniñ (46), de l'Aigue Agnelle (34), ou même accumulations au débouché d'un torrent affluent en pente forte, qui, faute de place, n'a pu construire de cônes, mais a, néanmoins, accumulé à la confluence, comme le torrent de Souliers (29) ou même barré complètement la vallée principale, comme le Cristillan (39)

— accumulation derrière des embâcles, dont les restes étaient encore visibles au lieu de prélèvement, le matériel étant celui de la terrasse d'embâcle, comme les alluvions du Guil à l'entrée de la gorge en aval d'Aiguilles, à 100 m aval du ravin de Chalvet (35).

Toutes les courbes d'accumulation forcée sur des cônes de déjections ou derrière des embâcles temporaires sont moins cambrées que celle du dépôt de barrage de Mongauvie. L'interprétation hydrodynamique de ce fait ne présente pas de difficulté. A Mongauvie, l'accumulation s'est

produite dans des conditions peu différentes de celles d'un lac. La retenue avait, immédiatement en arrière de l'éboulement, une profondeur de près de 10 m. De la sorte, le courant y était considérablement freiné, même le colmatage était déjà assez avancé, comme c'était le cas lorsque s'est déposé le matériel prélevé, qui était situé près du sommet du remblaiement. L'accumulation avait lieu dans une nappe d'eau relativement calme, les crues, pendant cette période, étant restées modestes. Bien que le lit étudié soit un des plus grossiers, son matériel est beaucoup plus fin que celui des alluvions de la crue : les plus gros galets n'y dépassent pas 15 cm et le centile est vers 12 cm. Suivant la violence des crues, le matériel d'une dimension donnée cheminait plus ou moins vers l'aval. En basses eaux, seulement, les sables fins se déposaient près de l'obstacle. La granulométrie est d'ailleurs devenue, dans l'ensemble, graduellement plus grossière au fur et à mesure que la progression du colmatage diminuait le freinage du courant par amincissement de la couche d'eau dans laquelle il débouchait. Dans ces conditions, la saltation n'amenait que des particules d'une taille strictement limitée mais s'avérait incapable de leur faire franchir le barrage, ce qui donnait naissance au dépôt de lentilles graveleuses ou caillouteuses, seulement pendant les crues d'ailleurs. Cependant, la nappe d'eau retenue par le barrage était animée, surtout en crue, d'un courant assez fort : ce n'était pas un lac, seulement un bief au courant comparable à celui d'une rivière de plaine en pente assez forte. La turbulence, importante, permettait le charriage en suspension mécanique de presque toute la fraction sableuse, qui franchissait l'obstacle. Le seul sable moyen et fin qui était retenu était celui qui était emprisonné entre les galets. Or, la saltation était peu active et n'apportait les galets que lentement, condition défavorable à la conservation de beaucoup de matériel de cette taille. Ainsi s'explique la forte cambrure de la courbe.

Dans les accumulations de la crue de juin 1957 sur les cônes de déjections, les conditions étaient sensiblement différentes. Le freinage du courant était provoqué conjointement par la diminution de pente à l'arrivée dans la vallée principale et par l'étalement des eaux sur une surface plus large. Les deux phénomènes peuvent se compenser mutuellement : la courbe du cône du Peiniñ n'est pas sensiblement plus cambrée que celle du

5. Les numéros d'échantillons ne seront désignés que par le dernier nombre (indiqué fig. 1), étant entendu qu'ils font partie de la série Fr/05/58.

t. de Souliers, celle de l'Aigue Agnelle l'est moins que celle du Cristillan. Or, le Peinin a pu s'étaler librement sur un immense cône ancien qui n'a pas été engravé sur toute sa surface alors que les alluvions de l'Aigue Agnelle, faute de place, se sont entassées en hauteur, butant contre le versant droit de la vallée du Guil. Le t. de Souliers a accumulé son matériel en une petite terrasse, dans une étroite gorge rocheuse. Le Cristillan, lui non plus, n'a pas été à l'aise... Dans le cas d'une accumulation largement étalée, c'est la diminution de rayon hydraulique des filets d'eau, qui, accroissant la perte d'énergie par frottement, provoque l'accumulation forcée. Le phénomène, exactement comme dans le cas de l'arrivée d'un courant dans un réservoir, est progressif : le gros matériel se dépose à l'amont du cône lors des premières diffuences, puis la compétence diminuant, la fraction la plus grossière des accumulations décroît de plus en plus en fonction de la division croissante du courant s'exerçant au détriment d'un débit global qui ne croît pratiquement pas (et peut même diminuer, dans des cas autres que celui de la crue de juin 1957, par infiltration). Les particules plus fines sont encore en grande partie transportées, en suspension pour les plus petites, en saltation pour les autres. Cependant, dans des filets d'eau très peu profonds, soumis à de fréquentes pulsations de courant par suite de modifications dans les chenaux, une partie importante du matériel fin se sédimente à l'abri de galets ou dans les interstices d'un matériel grossier peu tassé, par suite même des conditions de sa mise en place sous l'effet d'un courant relativement peu violent et soumis à d'importantes variations d'intensité. La fraction fine est ainsi relativement abondante et sa proportion décroît lentement lorsque la taille diminue.

Dans le cas des accumulations bloquées par une confluence ne permettant pas l'évacuation normale, par la rivière principale, des apports de l'affluent (t. de Souliers, Cristillan, dans une certaine mesure l'Aigue Agnelle), le freinage du courant est provoqué moins par l'étalement (quasi nul pour le t. de Souliers et le Cristillan) que par la brusque diminution de la pente, ce qui se rapproche du cas du barrage de Mongauvie. Cependant, la pente reste plus élevée, surtout au début : l'accumulation des alluvions l'accroît peu à peu, ce qui permettrait, si le courant restait constant, la réalisation d'un plan incliné tel que l'évacuation satisfaisante du matériel soit réalisée. Notons toutefois que les conditions réelles (variations de débit de l'affluent, mise en charge du torrent principal en arrière du barrage formé

par les alluvions de l'affluent) rendent, dans le cas de la crue de juin 1957, ce raisonnement entièrement théorique. La parenté des mécanismes n'en existe pas moins et explique l'analogie observée entre les courbes granulométriques. Le même raisonnement permet également de comprendre aisément pourquoi les courbes correspondant à ce type de matériel ne présentent pas de cambrure : le freinage du courant par une diminution de pente dont les modalités sont réglées par l'accumulation elle-même, est trop progressif.

La courbe correspondant à une embâcle typique présente des caractères exactement analogues. L'obstacle constitué par l'accumulation de gros blocs et de troncs d'arbres enchevêtrés à l'entrée d'une gorge n'a jamais donné naissance à un bief d'eau relativement tranquille : les conditions même de la formation de l'embâcle l'interdisaient. Il n'a pas retenu de nappe d'eau, mais seulement freiné localement le courant, qui restait très violent. Il fait apparaître un court palier dans le lit, qui est à l'origine de l'abandon des matériaux. L'analogie avec le blocage partiel des apports d'un affluent par suite de la disposition de la confluence est très poussée ce qui explique la similitude des courbes granulométriques.

L'analyse des deux grands types de courbes granulométriques, à condition d'être faite dans un cadre géomorphologique soigneusement défini, est donc susceptible de fournir de précieux renseignements d'ordre dynamique sur ce qui s'est passé dans le lit fluvial lors même de la mise en place des alluvions. Or, aucune autre méthode ne permet d'aboutir à ce résultat : les phénomènes qui se sont produits dans le Guil en juin 1957 sont de ceux qui échappent nécessairement à l'observation directe et à l'expérimentation sur modèles réduits car la loi des similitudes ne leur est pas applicable.

L'examen des courbes granulométriques fait ressortir la distinction entre deux types fondamentaux d'alluvions :

— *les alluvions en cours de transit* qui se sont déposées par suite de modifications momentanées des conditions hydrodynamiques commandées par les variations de débit propres à la crue. Ce matériel constitue seulement une accumulation provisoire. Il est destiné à se remettre en marche dès qu'un débit suffisant sera réalisé. L'étude des courbes permet de définir le mode de transport des diverses fractions granulométriques et, lorsque nos connaissances seront plus avancées, doit nous rendre capables de calculer certaines caractéristiques de l'écoulement ;

— *les alluvions appartenant à une construction alluviale* qui se sont déposées dans des sites où la topographie, modifiant les conditions hydrodynamiques, est la cause de l'abandon du matériel en cours de transport : accumulations de niveau de base local, d'embâcles, de cônes de déjections, de blocage de confluence. Normalement, les alluvions ainsi déposées ne sont pas appelées à se remettre en marche sous le seul effet de variations de débit, leur mobilisation exige une reprise d'érosion commandée par des

modifications dans la topographie des lits (rupture des barrages, modification des confluences ou divagations des chenaux) ou dans les conditions d'alimentation en alluvions (arrêt des alluvions en amont par des barrages ou des modifications de la couverture végétale).

Cette différence revêt une grande importance pour l'interprétation correcte de la dynamique du cours d'eau et, partant, pour l'établissement d'un programme d'aménagement hydraulique.

II. Variations granulométriques de la fraction sableuse des alluvions du Guil.

Un caractère d'ensemble, typique des alluvions de la crue de juin 1957, est la présence, dans tous les échantillons, d'une fraction relativement importante de fines inférieures à 50 μ . Elle varie entre 2 et 7-8 %, mais, généralement est voisine de 4-5 %. Or, nulle part, les eaux n'ont été assez calmes pour permettre une décantation. Étant donné les conditions hydrodynamiques de cette crue, cette proportion est considérable. En effet, le dépôt de ces particules fines n'a pu être effectué que par les eaux emprisonnées dans la masse d'un matériel poreux, eaux dont le renouvellement était difficile. La crue de juin 1957 a donc été très chargée en limon et en boue. Ce matériel provient de l'érosion, par ravinement, ruissellement diffus et, probablement plus encore, par sapement, des argiles d'altération des schistes lustrés et, pour une faible part, des moraines. Cette interprétation est corroborée par l'étude lithologique des sables qui révèle une forte proportion de mica altéré, libéré directement par les sols et les argiles d'altération des schistes. Une partie de ces fines est arrivée jusqu'aux abords du talweg principal sous la forme de laves, lavées ensuite par les eaux plus claires du maximum de la crue.

Les alluvions du Guil antérieures à la crue étaient beaucoup moins boueuses comme nous le montre l'échantillon 194. Les limons et argiles en forment moins de 1 %, alors que les conditions de dépôt, à l'abri du barrage de l'éboulement de Mongauvie, lors de crues modérées, étaient beaucoup plus favorables à un abandon plus poussé des fines en suspension dans l'eau. Cette différence est significative : elle confirme les résultats de l'analyse géomorphologique et des études lithologiques : une grande partie des alluvions du Guil, lors de la crue de juin 1957, est formée de matériel neuf fourni par l'attaque directe des versants et l'érosion des sols.

Examinons maintenant les variations des caractéristiques granulométriques de la fraction sableuse des alluvions de l'amont vers l'aval afin d'en tirer des éléments de reconstitution de la dynamique du Guil lors de la crue.

Notre étude débute entre Abriès et Ristolas, légèrement en aval de la confluence du torrent de Ségure, dont le rôle a été primordial dans la constitution du débit de crue.

Le premier échantillon (38), provenant de 1,5 km aval du confluent du t. de Ségure, donne un type courbe en S. Les alluvions se sont, en effet, largement étalées dans un ample fond de vallée, formant des séries de bancs entre des chenaux anastomosés. La raréfaction des particules supérieures à 1-2 mm est fort nette et typique. Par contre, le classement n'est pas très poussé, la courbe est très étirée et monte lentement. La fraction fine est abondante (5 %). Tout cela indique un médiocre lavage des apports en vrac effectués par le t. de Ségure, qui a fonctionné en lave jusque dans son cours moyen.

A Abriès conflue le t. du Bouchet (42). Le matériel a été prélevé 0,1 km aval du pont, à l'issue d'un secteur endigué qui a tenu, en un point où il ne s'est produit qu'un faible débordement. Le matériel est très différent de celui des cônes de déjections, ce qui correspond fort bien aux observations géomorphologiques ; la courbe est du type en S, assez redressée, la concentration du courant dans le secteur endigué ayant favorisé le triage. Les fines sont aussi, de ce fait, moins abondantes (2 %), malgré l'importance de la fourniture de boue dans le bassin. Cet échantillon nous montre donc l'influence, sur les charriages, d'un endiguement réussi : il a permis une évacuation aisée vers l'aval de la fraction fine, qui n'a pas été « pigée » dans des accumulations de galets abondantes : la comparaison avec les échantillons voisins est significative à cet égard.

A 0,4 km en aval du confluent du t. du Boucher dans le Guil, l'échantillon 43 nous montre une courbe pratiquement analogue à celle du Guil en amont d'Abriès, seulement légèrement plus fine, alors que celle du t. du Boucher est plus grossière. Cette comparaison nous montre que, le régime géomorphologique restant le même, le Guil a accumulé dans ce secteur les alluvions provenant de l'amont. Le levé géomorphologique confirme ces données : le fond de vallée a été recouvert

largement par de vastes bancs de galets entre des chenaux anastomosés. Les apports du t. du Boucher n'ont pratiquement pas été pris en charge et ont construit un épandage dans la zone de confluence, occasionnant quelques dégâts à des baraquements du bas Abriès. Ce régime se continue sans modifications appréciables dans la plaine située en aval d'Abriès : l'échantillon 44, prélevé 0,2 km amont du confluent du Malrif, est très peu différent du précédent. Le triage est

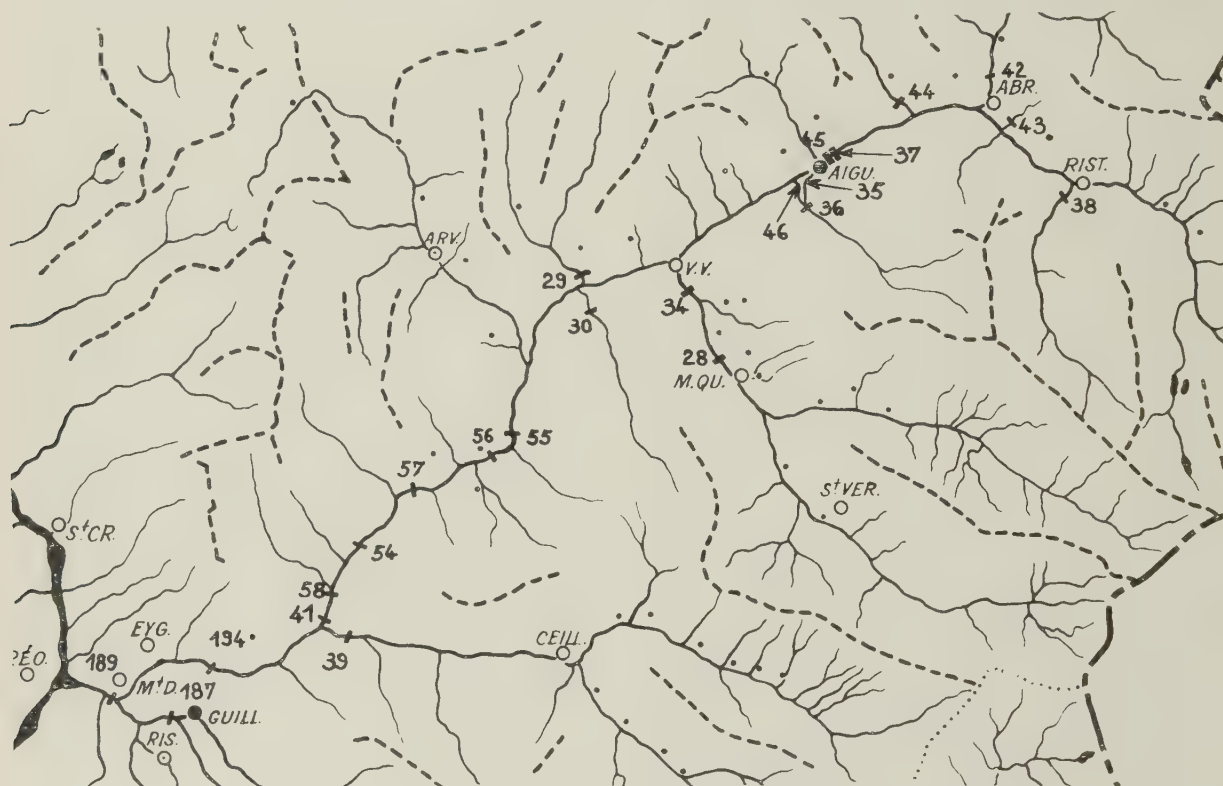


FIG. 1. — Croquis de repérage au 200 000^e des lieux de prélèvement des échantillons.

seulement un tout petit peu meilleur, la courbe se redressant légèrement par diminution des sables moyens et accroissement corrélatif des sables grossiers (0,5 à 2 mm). Les fines restent à peu près aussi abondantes. Dans tout ce secteur, la largeur du fond de vallée a empêché la formation d'embâcles et permis la mise en place de vastes accumulations libres, sous la forme de bancs et chenaux anastomosés. Le lit linéaire d'avant la crue a été remplacé par une large nappe alluviale qui aurait continué son cheminement si le débit n'avait pas baissé. Un régime analogue avait caractérisé des crues anciennes, notamment celle de 1948, et d'autres plus vieilles encore : des

bancs à chenaux anastomosés sont fixés par des bois de mélèzes là où le matériel n'a pas été repris ou recouvert par la dernière crue.

Ce régime se termine à la sortie de la plaine d'Abriès, avec l'échantillon 45, prélevé à l'entrée de la gorge de la centrale électrique d'Aiguilles. Sa courbe est du même type que les précédentes, avec seulement une amélioration encore plus nette du triage, qui met en évidence l'évolution du matériel dans le bassin aval d'Abriès, malgré les apports latéraux appréciables de torrents comme le Malrif. Toute la fraction sableuse est plus fine et la proportion de fines décroît à un peu moins de 3 %.

Ces caractères se modifient complètement avec le parcours de la gorge de la centrale électrique d'Aiguilles. L'échantillon 37, recueilli à 50 m aval de cette dernière redevient mal trié, à peine mieux trié que 38 (1,5 km aval du t. de Ségure), quoique plus fin. Il diffère très peu de 44 (amont de Malrif). La traversée de la gorge se traduit donc par une importante régression dans le classement fluviatile des alluvions. C'est la conséquence des importants sapements qui s'y sont produits et qui ont libéré une grande masse de produits d'altération des schistes lustrés, formés d'argiles riches en sable et en fragments, matériel très hétérométrique que le Guil n'avait pas encore pu classer à la sortie de la gorge. La proportion de fines, entre autre, double, passant à 6 %.

L'échantillon prélevé 500 m en aval, mais après le confluent du t. du Lombard (36), immédiatement en amont du bord du cône du t. du Peinin, montre des caractères peu différents : ce ne sont pas les abords massifs du Lombard, formés de schistes lustrés altérés, qui ont amélioré le classement des alluvions du Guil... Le classement diminue encore et la courbe devient irrégulière, voisine de celle des laves torrentielles, quoique les fines tombent à 4 %. Les eaux du Lombard, légèrement décantées par les énormes embâcles qui se sont produites en amont de sa gorge de raccordement, ont facilité un certain lavage des apports du Guil.

Les apports du t. du Peinin (46) ont été assez faibles au total, car la plus grande partie des charriages importants de ces affluents s'est accumulée sur son énorme cône ancien.

L'échantillon 35 a été recueilli à l'issue du bassin d'Aiguilles, dans une terrasse d'embâcle à 100 m en aval du ravin du Chalvet. L'obstacle étant constitué par un enchevêtrement de troncs d'arbres, les particules fines n'ont guère été retenues et sont peu abondantes : 2 % en dessous de 50 μ , 19 % en dessous de 200 μ . Elles sont moins abondantes qu'à Aiguilles (43 % de l'échantillon 36 en dessous de 200 μ) : comme dans le bassin en aval d'Abriès, un certain classement s'est produit dans la plaine d'Aiguilles où l'accumulation a revêtu, en amont de l'embâcle, une allure en chenaux anastomosés.

Nous avons ensuite essayé de déterminer ce qui s'est passé au confluent de l'Aigue Agnelle, dont les alluvions sont représentées par l'échantillon 34, typique d'une accumulation forcée, ce qui nous confirme les observations géomorphologiques : le cône a barré le Guil et s'est entassé contre l'obstacle formé par le versant d'en face. Ensuite, l'onde de crue du Guil l'emportant sur celle de l'Aigue Agnelle, plus précoce, le Guil a

partiellement entaillé le barrage ; l'échantillon 28 est constitué par le matériel qui a été déposé par le Guil juste en aval du barrage, et provenant du remaniement sur 0,5 km environ au maximum des apports de l'Aigue Agnelle. La courbe est du type mixte : en S tellement étiré qu'une bonne partie en est pratiquement une ligne droite, ce qui indique un classement très faible. Cette courbe occupe à peu près une position moyenne entre celles du cône de l'Aigue Agnelle (34) et du matériel d'accumulation libre relativement bien classé de la plaine en aval d'Abriès (45). Cela s'explique aisément par les considérations géomorphologiques que nous venons de faire et les appuie : il s'agit bien du matériel de l'Aigue Agnelle, mis en place sous la forme d'une accumulation forcée, ayant subi un remaniement léger et redéposé en accumulation libre mais sans que le triage typique de ce genre de dépôt ait eu le temps de faire son plein effet.

A la sortie aval de la gorge de Château-Queyras, l'échantillon 30 nous montre une granulométrie typique d'accumulation libre. Il s'agit de bancs mis en place, en décrue, dans le large chenal ouvert dans les prairies en aval du pont du chemin du Sommet Bucher. La courbe revêt une allure en S typique avec un bon triage. Elle est à peu près parallèle à celle de 43 (0,4 km aval du confluent du t. du Boucher, à Abriès). Elle est seulement caractérisée par un matériel un peu plus fin, très riche en fines (8 %), ce qui s'explique fort bien : l'énorme embâcle de Château-Queyras a retenu une grande masse de débris et les alluvions recueillies ici, formées en partie par les particules qui ont franchi cet obstacle, ont subi, de ce fait, un triage. Déposé en fin de crue, le matériel ne provient guère du torrent de Souliers, qui a fourni des sables plus grossiers, mais lors du maximum de la crue.

Un nouveau prélèvement a été fait à la Fusine, en aval de la gorge de l'Ange Gardien, immédiatement en amont des grandes gorges et après le confluent de la rivière d'Arvieux. L'échantillon 47 a été recueilli en arrière (200 m environ) d'une embâcle, trop loin d'elle cependant pour que l'effet de freinage du courant ait été très considérable. La courbe est extrêmement irrégulière, bien différente de celle du matériel typique des embâcles. Elle présente deux paliers très accentués, entre 50 et 100 μ et entre 125 et 150 μ . Le premier est le plus net et correspond à une fraction particulièrement mobile. La proportion de fines est très élevée : plus de 13 %, ce qui semble dû aux apports de la rivière d'Arvieux, qui a remanié certaines laves anciennes dans son cours moyen. Cette courbe irrégulière étant la

seule que nous ayions jusqu'à présent, il ne nous est pas possible de dire si elle est typique des queues d'embâcle.

Les cinq stations suivantes s'échelonnent régulièrement dans la grande gorge entre la Chapelue et le confluent du Cristillan. Il n'a pas été possible de prélever du matériel d'embâcles, les terrasses d'embâcles ayant été détruites au cours même de la crue sauf aux abords du confluent du Cristillan, secteur que nous étudierons ensuite. Les courbes des échantillons 55 (la Chapelue), 56 (pont du chemin de Bramousse), 57 (200 m aval du confluent du t. de Furfande), 58 (300 m amont du pont de la Mort) et 40 (100 m amont du confluent du Cristillan, matériel postérieur à l'incision du barrage alluvial édifié par le Cristillan) sont toutes parentes et appartiennent au type des courbes en S. Dans tout ce secteur, les apports des torrents affluents sont négligeables de sorte que le matériel provient d'un mélange d'apports longitudinaux, de produits de sapement et de remaniements des alluvions du lit antérieures à la crue. Aussi les différences d'une courbe à l'autre sont-elles négligeables. Le classement n'évolue guère et reste analogue à celui de l'issue de la plaine en aval d'Abriès (45), qui doit donc être considéré comme typique du matériel transporté à grande distance en suspension mécanique pendant la crue de juin 1957. Bien que mineures, les différences d'une courbe à l'autre ne sont pas sans intérêt. Le classement diminue entre 55 et 56, avec, corrélativement, augmentation de la proportion des fines de 4 à 6 %. Il faut voir dans ce fait la conséquence des importants sapements qui se sont produits immédiatement en aval du Veyer et qui ont repris une certaine quantité de matériel à une coulée boueuse qui a fonctionné pendant la crue. Bien que le prélèvement ait été fait près de 1 km en aval, l'influence du phénomène est encore sensible. Le triage s'améliore de nouveau à l'aval et redevient au t. de Furfande ce qu'il était à la Chapelue. Ensuite, on note un léger accroissement de grossièreté, particulièrement net dans 40. Le triage reste le même, mais la courbe glisse légèrement vers la droite. Il nous semble que la raison en soit double : d'une part, la pente plus forte et le meilleur calibrage de la gorge doivent accroître un peu la turbulence ; d'autre part, dans ce secteur, le remaniement de formations alluviales de fond de vallée antérieures à la crue est plus important, comme le montrent l'étude morphométrique des galets et l'analyse lithologique. Or, les alluvions du Guil antérieures à la crue étaient plus pauvres en éléments fins du fait de la part faible de l'érosion des sols et des formations d'altération. La compa-

raison avec l'accumulation derrière le barrage de Mongauvie confirme cette interprétation comme nous l'avons vu.

De nouvelles modifications, très importantes, se produisent au confluent du Cristillan, ce qui met en lumière le rôle primordial de cet affluent au cours de la crue. Deux prélèvements ont été faits, l'un sur le Cristillan, à 0,1 km amont du pont de la RN 202 (39), l'autre dans le matériel qui a engravé le limnigraphe (41). Ils se ressemblent beaucoup et diffèrent totalement de 40 (alluvions du Guil à 0,1 km amont du confluent). Ils sont tous deux caractérisés par des courbes paraboliques alors que les alluvions du Guil présentent une belle courbe en S. Les alluvions du Cristillan ont donc barré le Guil et ce n'est qu'au bout d'un certain temps que celui-ci a entaillé le barrage, probablement à la suite de ruptures d'embâcles en chaîne. Les alluvions de 41 sont caractérisées par une courbe plus cambrée, avec inflexion brusque ce qui indique un effet de freinage plus intense : elles se rapprochent davantage de l'accumulation due à l'éboulement de Mongauvie. Il ne semble pas que le rétrécissement de la gorge à l'aval du limnigraphe soit suffisant pour expliquer cette différence : l'eau a pu aisément monter plus haut et a profité d'une rugosité très faible des parois. Nous pensons plutôt que c'est une des conséquences du barrage due à l'éboulement de Mongauvie, qui, n'ayant pas encore cédé, diminuait la pente du lit. En effet, le remous de Mongauvie atteignait, avant la crue, un point situé seulement à 200 m en aval du limnigraphe. Cela implique, en accord avec les observations géomorphologiques, que le barrage de l'éboulement de Mongauvie n'ait cédé que relativement tard au cours de la crue.

D'autres prélèvements ont été faits en aval de Guillore. L'un d'eux (187) porte sur les alluvions du Chagne un peu en aval de la sortie du

FIG. 2. — Courbes granulométriques.

- Graphique A. 56 : Le Veyer (Bramousse) ; 55 : La Chapelue ; 30 : Château-Queyras (route du Bucher).
 Graphique B. 189 : Montdauphin (0,1 km amont de pont Rouge) ; 187 : Guillore (0,2 km aval de la route de Risoul, le Chagne).
 Graphique C. 29 : t. de Souliers ; 28 : La Rua ; 37 : Aiguilles (centrale électrique) ; 34 : Ville-Vieille, l'Aigue Agnelle.
 Graphique D. Abriès. 43 : Le Guil (0,4 km aval du t. du Bouchet) ; 42 : t. du Bouchet ; 38 : 1,5 km aval du t. de Ségure.
 Graphique E. 44 : Abriès (Le Guil, amont du Malrif) ; 35 : Aiguilles (embâcle au ravin de Chalvet) ; 45 : Aiguilles (amont de la centrale) ; 36 : Aiguilles (Le Guil à l'amont du Peinin) ; 46 : Aiguilles (cône du Peinin aval).
 Graphique F. 41 : Guillore (maison du Roy, aval) ; 194 : Guillore (terrasse de l'éboulement de Mongauvie) ; 47 : Le Guil (embâcle de la Fusine) ; 57 : Le Guil (Furfande) ; 58 : Guillore (Le Guil, amont du pont de la Mort) ; 39 : Le Cristillan (maison du Roy).

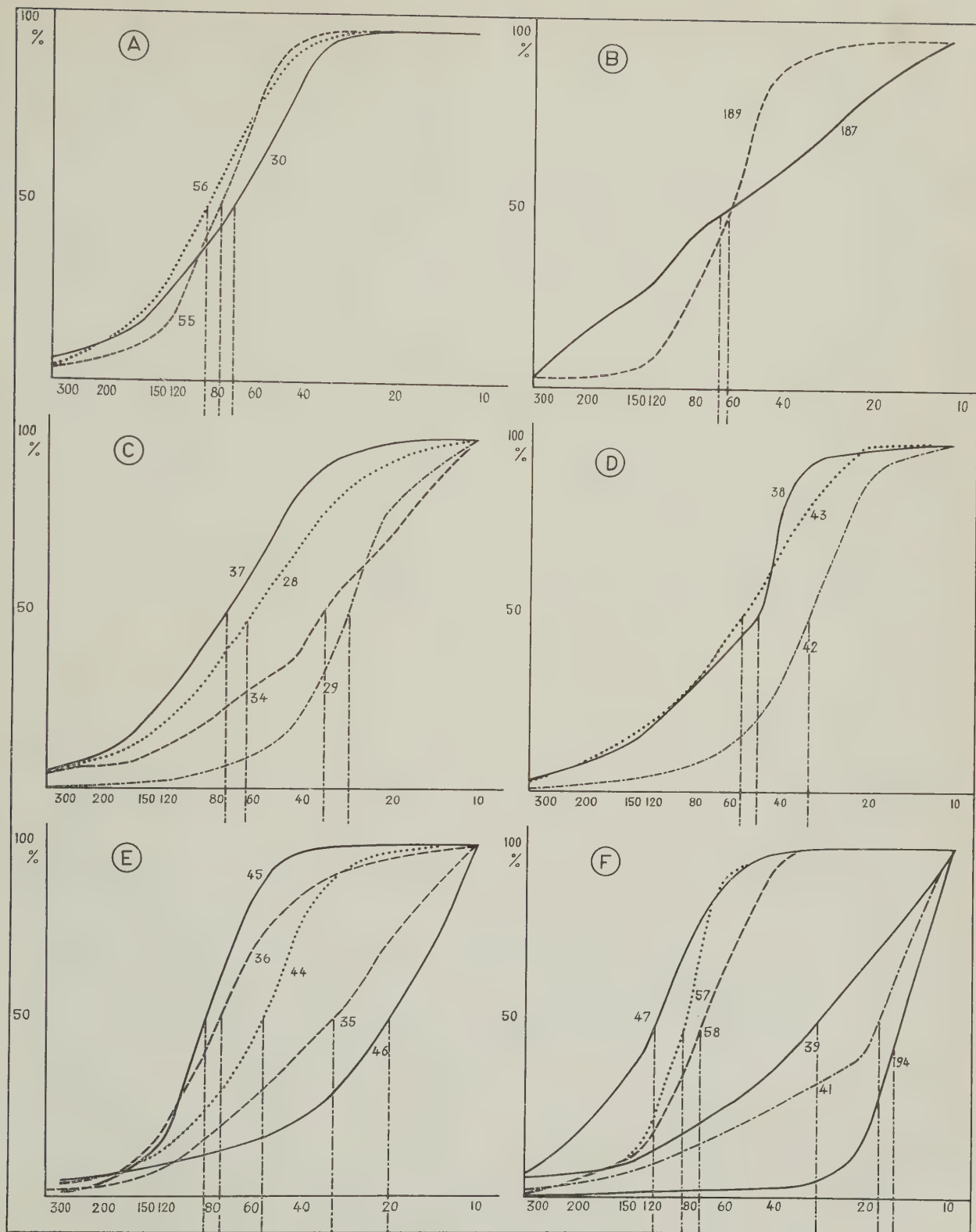


FIG. 2. — Voir légende page 622.

bourg (0,2 km aval de la bifurcation des routes de Risoul et du pont Rouge). La courbe est différente de toutes les précédentes et caractérisée par une allure presque rectiligne, avec seulement une esquisse de palier vers 0,4 mm. La proportion de fines est considérable : 9 %. Le classement est minimal. Cela nous confirme les observations faites sur le Chagne et le Chagnon. C'est le Chagnon qui a fourni l'essentiel du matériel sous la forme d'un écoulement en torrent boueux qui fut bien près de passer à la lave torrentielle. Il eut suffi, pour cela, d'un peu plus d'argile, c'est-à-dire de quelques glissements supplémentaires de berges argileuses.

Ces caractéristiques bien particulières ne se sont pas répercutées sur le Guil en aval du confluent du Chagne : l'échantillon 189, recueilli 0,1 km amont du pont Rouge, présente une courbe en S bien triée (pour le Guil), avec seulement 1 % de fines. Le débit, tant solide que liquide du Chagne, très faible par rapport à celui du Guil, a été fortement dilué dans le torrent principal. La crue du Chagne n'a d'ailleurs pas été une des plus fortes de ce torrent. La courbe du pont Rouge se superpose presque à celle du Guil en amont du Cristillan. Elle est seulement

un peu plus fine, légèrement décalée vers la gauche. Elle est très légèrement plus grossière que celle du pont de la Mort, ce qui confirme l'existence d'un type général de courbe lors de la crue de juin 1957 sur le Guil, réalisé là où la rivière a pu effectuer normalement son triage.

Nous avons également étudié un prélèvement effectué à Réotier, à 0,5 km amont du pont du chemin de fer (189), sur la rive droite de la Durance. En ce point, les énormes apports sableux du Guil ont presque barré la Durance. La composition lithologique du sable montre une grande parenté avec celle du Guil. La courbe granulométrique également ; dans toute sa partie moyenne, elle est parallèle à celle du pont Rouge (189). Le parallélisme intéresse 70 % des échantillons, ce qui montre un degré de triage pratiquement identique. La courbe de Réotier est décalée vers la gauche, ce qui correspond à un matériel plus fin. Il y a eu triage progressif sur l'épandage construit par le Guil en travers de la vallée de la Durance. La courbe n'appartient pas au type parabolique, ce qui montre que l'accumulation s'est faite librement : le matériel du Guil est d'ailleurs largement étalé sur une faible épaisseur.

Conclusions.

L'étude granulométrique, même limitée à la fraction sableuse, nous fournit donc un certain nombre de données importantes, qui confirment les conclusions obtenues par d'autres méthodes et qui les précisent sur certains points. Représentons-les brièvement.

1) L'existence de deux types de courbes fondamentaux dans les formations fluviatiles suffisamment élaborées et qui correspondent, l'un (courbe en S), à une accumulation libre, effectuée sans obstacle, de matériel appelé normalement à être remis en marche sans modification des conditions de l'évolution géomorphologique (niveau de base, climat et couverture végétale) ; l'autre (courbe parabolique) étant lié à une accumulation forcée, à un effet de freinage généralisé du courant (cône de déjection, barrage quelconque). Il sera intéressant d'étudier sur un plus grand nombre d'exemples la signification générale de ces courbes, notamment de voir leurs rapports avec les modifications introduites dans la dynamique fluviale par les aménagements.

2) L'existence, sur le Guil au cours de la crue de juin 1957, d'un transport généralisé de la fraction sableuse, depuis le haut bassin jusqu'à la Durance, phénomène attesté également par

l'étude lithologique des sables et qui contraste avec le transport, uniquement local soumis à de fréquentes substitutions de charge, des galets, même de ceux de 4-6 cm. Cette différence révèle un mode de transport fondamentalement différent : suspension mécanique pour les sables, salutation et charriage en masse pour les galets. Le transport généralisé des sables explique la tendance du Guil à réaliser, toutes les fois que l'action est assez prolongée, un certain type de triage granulométrique bien défini, caractéristique des alluvions de la crue, dans lequel la médiane oscille entre 0,2 et 0,3 mm et l'intervalle interquartile entre 110 et 180 μ .

3) La sensibilité de la granulométrie des sables aux conditions géomorphologiques locales, même au cours d'une crue des plus violentes où des blocs de 25-30 t. ont été roulés et charriés sur plusieurs centaines de mètres en certains endroits. Triage progressif des alluvions dans les bassins où ils ont pu s'étaler largement ; blocage du Guil par les cônes de déjections d'affluents particulièrement actifs ; sapements dans les gorges et même remaniement partiel d'une coulée boueuse, comme près du Veyer, enregistré fidèlement par les courbes granulométriques de la matrice sableuse des alluvions, même très grossières.

Dolomitisation de la série dévono-dinantienne dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège

par Hubert PÉLISSONNIER ¹.

Sommaire. — Dans la région étudiée des Pyrénées centrales (feuille de Bagnères-de-Luchon et partie occidentale de la feuille de Foix), la dolomitisation de la série dévono-dinantienne apparaît *dans la zone axiale* en nette relation avec les failles pyrénéennes. Il s'agit donc d'un phénomène *épigénétique* : l'allure irrégulière des dolomies au sein des calcaires, leur plus grande cristallinité et surtout l'envahissement par la dolomie dans certaines zones de tous les niveaux stratigraphiques calcaires, quel que soit le cycle sédimentaire auquel ils appartiennent, confirment bien cette hypothèse.

Celle-ci ne semble pas pouvoir être étendue pour l'instant aux massifs nord-pyrénéens (massif de l'Arize dans la région étudiée) où la dolomitisation est plus continue, liée davantage à un niveau stratigraphique, sans liaison apparente avec des failles ou fractures.

Des coupes effectuées dans la série dévono-dinantienne en Ariège et en Haute-Garonne, de la longitude d'Arreau à l'Ouest à celle d'Aulus —

La Bastide-de-Serou à l'Est (fig. 1), ont permis de localiser certaines zones où les niveaux carbonatés de la série sont plus particulièrement dolomitiques.



FIG. 1. — Répartition des zones dévono-dinantiennes d'après les feuilles de Bagnères-de-Luchon (2^e éd.) et de Foix (2^e éd.) entre les longitudes d'Arreau et de La Bastide-de-Serou.

I : Dévono-dinantien. — II : Autres terrains.

1. Note présentée à la séance du 15 juin 1959.

Bref rappel stratigraphique.

Pour plus de détails, nous renvoyons aux études de J.-P. Destombes [1952] et à la nôtre [1958].

Au-dessus des schistes carburés gothlandiens, toujours parfaitement reconnaissables, le Dévonien inférieur et moyen se présente comme une alternance de schistes et calcschistes avec quelques niveaux de calcaires francs où manquent de bons repères paléontologiques ou même simplement lithologiques. Dans un matériel aussi plastique, les efforts tectoniques ont produit de multiples replis : ceux-ci ne sont apparents que dans les rares endroits où les charnières n'ont pas été effacées par la schistosité et sont recoupées par la surface topographique. Aussi ne peut-on généralement donner pour cette partie de la série que des coupes brutes, sans interprétation tectonique. De telles coupes sont évidemment impuissantes à préciser le détail des niveaux et

l'épaisseur totale des couches. Elles peuvent tout de même indiquer l'importance des dolomies par rapport aux niveaux carbonatés. C'est pourquoi nous donnerons quand même plus loin quelques-unes de ces coupes².

Le Dévonien supérieur est représenté partout par les calcaires amygdalins, dits griottes, dont la puissance compte tenu des replis ne doit pas dépasser 50 m. Le Dinantien débute ensuite par des lydiennes, rendues souvent assez schisteuses et plissottées par la tectonisation : leur puissance est probablement d'une dizaine de mètres. Ces lydiennes sont surmontées par un horizon calcaire très peu épais (2 à 3 m), mais caractéristique, en raison des zones siliceuses qu'il contient (d'où l'abréviation de c. z. s.). Le Dinantien se continue par une épaisse série de schistes, toujours versicolores à la base, passant localement à des grès ou à des conglomérats.

Répartition détaillée des dolomies.

HAUTE-GARONNE.

1. *Partie située à l'W de la Garonne* (f. de Bagnères-de-Luchon au 80 000^e). La couverture du massif de la Barousse n'a pas été étudiée. Du large synclinorium dévono-dinantien de la zone axiale, affleurant entre la vallée de la Pique et la vallée de la Neste, a été levée la partie située dans le bassin de la Neste et, dans le bassin de la Pique, la partie comprise entre les vallées d'Oueil et de Larboust. Dans la vallée de la Pique proprement dite ont été précisées la coupe de Cazaril à l'W de Luchon et deux coupes aux environs de Cierp (entre Bachos et le Soum de la Magdeleine d'une part, entre Signac et Cierp d'autre part) ; on possède aussi le relevé détaillé d'une galerie E. D. F. depuis Cier-de-Luchon jusqu'à Cierp [Destombes, Feys, Lougnon et Vaysse, 1947].

On en retire les enseignements suivants : à l'exception de la région de Cierp, *il n'apparaît aucune dolomie dans toute la série dévono-dinantienne*, si ce n'est quelques très rares petits pointements isolés de quelques mètres d'extension latérale.

Dans la région de Cierp, la série dévonienne montre au contraire des bancs de dolomies plus ou moins massives à deux niveaux :

a) dans sa partie terminale, contre les lydiennes du Dinantien : ainsi la dolomie est bien visible sur 5 m environ au mur de l'ancienne mine de phosphate de Cierp et au sommet de l'Oudero³, sur la crête qui domine la rive gauche de la vallée de la Pique ;

b) dans sa partie moyenne : les bancs de calcaire massif peuvent passer latéralement à des bancs dolomitiques (N de Signac, galerie E. D. F. entre Signac et Cierp, Couret-de-Soulagnech).

On doit constater que *cette région où apparaît la dolomie est située en bordure de la grande faille qui limite la zone axiale*.

2) *Partie située à l'E de la Garonne* (f. de Bagnères-de-Luchon au 80 000^e). La série dévono-dinantienne affleure seulement à l'E de la ligne Arlos — Saint-Béat selon une petite bande synclinale qui se termine par relèvement péri-clinal 8 km plus à l'Est.

Dans tout ce bassin, elle est assez fortement et assez régulièrement dolomitique.

2. Ces coupes seront faites à partir d'un niveau repère stratigraphique précis, pour aboutir toutes les fois que la chose sera possible à un autre niveau repère.

3. Il s'agit de la désignation géographique sur la carte au 50 000^e. Sur la carte au 80 000^e, le même sommet s'appelle Soum de la Magdeleine.

On peut prendre comme coupe type la coupe N-S du mont Sijol au col d'Artigasou :

Puissance
approx.

	schistes verdâtres dinantiens
1 m	— dolomie passant latéralement au calcaire à z. s.
3	— lydiennes
20	— dolomies en petits bancs (20 cm) passant latéralement à des calcaires gréseux avec quelques entroques
20	— griottes plus ou moins laminées
1,5	— schistes clairs compacts
15	— dolomies et griottes
45	— schistes et calcschistes
15	— schistes et calcschistes avec quelques bancs de calcaires francs
15	— recouvrement superficiel
2,5	— calcaire gris à grain fin
35	— dolomie grise
25	— calcaires avec quelques joints schisteux et des entroques
20	— recouvrement schistes noirs gothlandiens

On doit retenir de cette coupe l'existence de trois niveaux dolomitiques principaux. Les coupes plus proches de la vallée de la Garonne montrent seulement deux niveaux dolomitiques principaux : un niveau dans la partie supérieure de la série et un niveau relativement à la base. Le niveau intermédiaire de la coupe du mont Sijol ne semble pas trouver son correspondant. Peut-être s'agit-il au mont Sijol d'un redoublement tectonique dans le Dévonien supérieur.

On doit noter que la série dévono-dinantienne est proche de la grande faille qui limite la zone axiale dans la partie ouest, mais qu'elle s'en écarte progressivement vers l'Est (2 km au mont Sijol).

ARIÈGE.

1) *Région du Haut-Lez* (f. de Bagnères-de-Luchon au 80 000^e). On doit distinguer deux unités :

— d'une part un grand synclinorium dévono-dinantien qui s'ouvre à partir de la limite Haute-Garonne — Ariège et s'étend vers l'Est jusqu'à Aulus, sur 40 km. Des levés systématiques sur les versants de la haute vallée du Lez et de la vallée d'Orle, soit sur une douzaine de kilomètres d'extension ont été effectués⁴. Ils montrent qu'il n'existe aucun niveau dolomitique dans le Dévono-Dinantien ;

— d'autre part au N de Sentein, entre Saint-Lary et Bordes-sur-Lez, affleure un massif principalement carbonifère, séparé au Sud de la zone axiale proprement dite par un synclinal de ter-

raines secondaires pincé dans la grande faille qui limite la zone axiale. Dans la partie sud de ce massif, contre la faille, affleurent les terrains carbonatés très plissés du Dévonien moyen et supérieur. *Ceux-ci sont dolomitisés en grande masse d'une façon très irrégulière.*

Ainsi, dans toute cette région, la dolomie n'apparaît qu'au voisinage de la grande faille.

2. *Haut bassin du Salat* (f. de Foix au 80 000^e). C'est le prolongement du grand synclinorium défini dans la région du Haut-Lez. Sa reconnaissance a été faite⁵ sur 20 km du val d'Estours au pied du mont Vallier à l'Ouest jusqu'aux abords d'Aulus à l'Est.

Du point de vue structural, en accord avec les travaux de l'école hollandaise de L. U. de Sitter, nous distinguons dans cette région deux unités synclinales :

— la première est constituée par le biseau compris entre l'accident nord-pyrénéen principal qui suit sensiblement la vallée de l'Alet, entre le pont de la Taule et Ustou, et la bande gothlandienne W-E continue du col de Pauze à Aulus, bande marquée sur son bord sud par une injection à peu près continue d'ophite ;

— la deuxième est comprise entre cette bande gothlandienne et une autre bande gothlandienne allant du village de Salau jusqu'au S d'Aulus, en passant par le col d'Escots.

Plus au Sud, selon les divers observateurs qui ont examiné récemment la série [de Sitter, 1953 b ; Autran et Guitard, 1955], la série serait antégothlandienne, contrairement aux indications de la 2^e édition de la feuille de Foix.

Dans toute la partie dévono-dinantienne, la dolomie est extrêmement rare et ne se présente qu'en occurrences localisées de quelques mètres d'extension, sauf

a) aux abords de la grande faille qui limite la zone axiale : les observations les plus remarquables ont été faites aux points suivants, où le Dévonien supérieur et même les calcaires à zones siliceuses du Dinantien sont dolomitisés : 1 km à l'W de Couflens-de-Betmajou ; sur le sentier entre Moulin-Lauga et Sahusset ; près du pont de la Taule ;

b) aux abords sud de la bande d'ophite signalée plus haut. Cette bande d'ophite jalonne certainement une fracture que L. U. de Sitter [1953 a, p. 290] n'a pas hésité à indiquer comme faille.

En bref, dans toute cette région, la dolomie

4. En collaboration avec M. H. Vincienne et les élèves de l'École des mines de Paris.

5. Certains levés ont été faits en collaboration avec M. H. Vincienne et les élèves de l'École des mines de Paris.

semble nettement liée aux abords des failles ou fractures.

3. *Partie nord du massif de l'Arize* (f. de Foix). Dans cette zone, nous n'avons procédé à aucun levé systématique, mais seulement effectué deux coupes qui montrent des dolomies puissantes à deux ou trois niveaux exactement comme en Haute-Garonne zone est.

Voici le détail de ces coupes :

a) Las Cabesses, coupe orientée N 30° W faite 500 m à l'E du village. Du N au S on rencontre la succession suivante :

<i>Puissance approx.</i>	
	schistes dinantiens
20 à 30 m	— lydiennes
10 à 20	— <i>dolomies</i> bien cristallisées
50 à 70	— griottes fines à passées <i>dolomitiques</i>
100	— schistes calcaires avec quelques entroques
100	— calcaire schisteux avec quelques entroques
100	— <i>dolomies</i>
140	— recouvrement superficiel
60	— calcaire fin à joints schisteux avec quelques entroques
	schistes carburés gothlandiens.

b) Brachy, coupe N-S, du Cazalot à l'Arize :

<i>Puissance approx.</i>	
	— schistes dinantiens
2,5 m	— lydiennes à nodules phosphatés
80 à 100	— griottes à passées <i>dolomitiques</i>
100	— griottes franches
80	— <i>dolomies</i>
100	— calcaire schisteux
120	— <i>dolomies</i>
80	— calcaire à joints schisteux gris-bleu foncé avec quelques entroques.

Keizer [1953], qui a levé systématiquement toute la zone, indique le niveau inférieur comme un horizon continu du Dévonien moyen.

Dans toute cette région, aucune liaison avec des failles ou fractures n'est apparente.

En définitive, cet examen de la série dévonodinantienne en Haute-Garonne et dans la partie ouest de l'Ariège nous montre des dolomies à plusieurs niveaux, nettement liées à la proximité des failles, sauf dans la couverture nord du massif de l'Arize, où existe un niveau dolomitique continu dans le Dévonien moyen.

Caractères des zones dolomitiques.

Sur le terrain, on observe une grande *irrégularité* des horizons. Il y a fréquemment passage latéral du calcaire à la dolomie, la dolomie étant cristalline sans que le calcaire le soit : ainsi à Las Cabesses sur les flancs de l'ancienne carrière à manganèse, peut-on observer un passage progressif de la dolomie au calcaire avec effilochage de dolomie dans le calcaire ; ailleurs le contact est souvent plus brutal, perpendiculaire à la stratification (sommets de l'Oudérou). Le passage latéral s'effectue en général sur la puissance d'un banc ou de quelques bancs ; mais parfois il intéresse toute une partie de la série sur 50 ou 100 m de puissance : le phénomène est particulièrement net et se répète plusieurs fois au N d'Irazein (Ariège), le long de la bande puissante de Dévonien inférieur et moyen qui repose au Sud sur les schistes carburés gothlandiens.

On remarque souvent des *enclaves de calcaire au sein de la dolomie* : ainsi près du rocher du Midi⁶ entre Boutx et Argut (Haute-Garonne) observe-t-on des enclaves métriques de calcaire fin griotte au sein d'une dolomie cristalline, qui repose d'ailleurs sur d'autres calcaires griottes. Des observations analogues ont été faites au mur de la mine de phosphate de Cierp, au S du pic de

Sérau dans la bande au N d'Irazein (les enclaves calcaires sont parcourues par un réseau anastomosé de veinules de dolomie et calcite spathiques. Mais on peut voir aussi souvent des lentilles dolomitiques au sein de la série calcaire (Couret-de-Soulagnech, N de Signac, Cazalot au N de Brady, Las Cabesses).

Les bancs dolomitiques, comme les calcaires, sont assez peu épais, ne dépassant pas quelques dizaines de centimètres, et sont séparés par des joints argileux, sauf dans certaines zones tectonisées où la mylonitisation semble avoir effacé la stratification (pic de Sérau).

À l'échelle *microscopique*, les mêmes phénomènes se retrouvent. Sur les sections polies faites au contact dolomie-calcaire, la dolomie, en gros rhomboèdres automorphes, s'insinue dans le calcaire en filonnets irréguliers ou en nuages diffus, qui peuvent isoler de petites enclaves calcaires.

Il s'agit toujours d'une dolomie assez cristalline, dont le grain moyen est de quelques dixièmes de millimètres ou exceptionnellement

6. Désignation sur la carte au 50 000°. Il s'agit des rochers des Mouchez sur la carte au 80 000°.

de quelques millimètres, ce qui semble indiquer une recristallisation. Le plus souvent, la texture est grenue : les grains ont tendance à l'automorphisme et l'agrégat est anguleux, comme il est classique avec la dolomie. Parfois cependant les grains sont très arrondis : de tels grains ronds peuvent correspondre à l'épigénie d'entroques, comme le montre nettement une section. L'agrégat peut aussi présenter de nombreuses indentations.

Quelquefois des structures bréchoïdes apparaissent, des rognons de dolomie relativement fine étant emballés et cimentés par une nouvelle génération de dolomie blanche en cristaux atteignant plusieurs millimètres.

Lorsque le calcaire remplacé présente la structure amygdaline des griottes, on peut voir la dolomie s'insinuer dans le calcaire le long des joints schisteux des amygdales.

On doit noter que la dolomie se transforme souvent par oxydation au voisinage de la surface en calcite et oxyde de fer : elle serait donc légèrement ankéritique.

La présence assez constante de quartz doit être remarquée : il s'agit soit de quartz détritique en reliques, soit d'agrégats recristallisés.

ÂGE DE LA DOLOMITISATION. — Nous disposons d'assez peu d'éléments pour fixer d'une façon précise l'âge de la dolomitisation.

Les failles pyrénéennes ont joué à diverses époques : il n'est pas impossible qu'elles se soient déjà constituées à la fin du cycle hercynien. Ceci nous donnerait une limite inférieure pour la mise en place de la dolomitisation.

Une observation, malheureusement isolée, laisse à penser que la dolomitisation pourrait être beaucoup plus jeune : au pic de l'Arraing (N d'Irazein), un petit pointement de chloritite a déterminé dans la série dévonienne une recristallisation très nette du calcaire. Ce calcaire recristallisé est bordé de dolomie qui l'injecte en fines veinules. La dolomitisation serait postérieure à la venue basique. Celle-ci pourrait être une dégénérescence des venues ophitiques, fréquentes dans le voisinage.

RAPPORT DE LA DOLOMITISATION AVEC LES MINÉRALISATIONS. — Les minéralisations cuprifères liées au voisinage des accidents pyrénéens se localisent volontiers dans les dolomies dévoniennes. C'est le cas pour les filons de la concession d'Irazein qui contiennent dans leur paragenèse de la dolomie ankéritique spathique, et pour ceux de la concession de Seix où la minéralisation s'accompagne d'une silicification abondante des épontes dolomitiques. Par ailleurs nous avons trouvé dans les dolomies dévoniennes entre Boutx et Argut (Haute-Garonne) des mouchetures assez constantes de chalcoppyrite.

Par contre, les indices de manganèse ne sont aucunement liés à la présence de dolomie : les dolomies sont totalement absentes dans les gîtes des Hautes-Pyrénées [Pélissonnier, 1956] et de la Haute-Garonne (y compris le gîte de l'Usclat à l'E de la Garonne).

En Ariège, bien que l'horizon manganésifère (partie terminale du Dévonien supérieur) soit en partie dolomitisé dans le voisinage des indices, on observe (Las Cabesses, Brachy) la dialogite au sein du calcaire non dolomitisé.

Conclusion.

De l'ensemble des faits qui viennent d'être présentés, on peut conclure à une dolomitisation métasomatique.

Cette métasomatose est-elle syngénétique ou épigénétique ? Dans notre réponse, nous distinguerons deux zones.

1. LA ZONE AXIALE. — Dans cette zone, la dolomitisation est *franchement épigénétique* : en effet il n'y a pas de dolomies en dehors de la proximité de failles ou fractures, nettement postérieures à la sédimentation. Un argument encore plus convaincant nous paraît être que dans ces zones en bordure des failles, il n'y a pas qu'un seul niveau dolomitisé, mais plusieurs, apparten-

nant quelquefois à des cycles sédimentaires complètement différents : ainsi le calcaire griotte dévonien supérieur et le calcaire à zones siliceuses, séparés l'un de l'autre par la lacune du Tournaisien et la sédimentation siliceuse des lydiennes, peuvent être dolomitisés ensemble en bordure de la grande faille nord-pyrénéenne dans la région de Couflens-de-Betmajou — pont de la Taule (Ariège). On ne peut invoquer ici la permanence des conditions d'une sédimentation propice à la formation de dolomie.

2. LES MASSIFS NORD-PYRÉNÉENS, le seul étudié dans la présente note étant le massif de l'Arize.

En raison de la dolomitisation constante, même loin des accidents d'un niveau du Dévonien moyen, on ne peut écarter ici l'hypothèse d'un processus syngénétique. Cependant une impré-

gnation épigénétique sélective de certains niveaux par la dolomie reste tout à fait possible pour de tels massifs, blocs relativement petits.

Ouvrages cités.

- AUTRAN A. et GUITARD G. (1955). — Stratigraphie du Paléozoïque inférieur de la zone axiale pyrénéenne au S de Saint-Girons (Ariège). *C. R. Ac. Sc.*, t. 241, p. 969-974.
- DESTOMBES J.-P. (1952). — Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne. *C. R. XIX^e Congr. géol. intern. Alger*, sect. II, fasc. II, p. 107-129.
- DESTOMBES J.-P., FEYS R., LOUGNON J. et VAYSSE A. (1947). — Galerie de Cierp-Pique (Haute-Garonne). Rapport inédit B. R. G. G. M., A 109.
- KEIZER J. (1953). — La géologie de la couverture sédimentaire du massif de l'Arize. *Leidse geol. Meded.*, D. XVIII, p. 229-253.
- PÉLISSONNIER H. (1956). — Caractère syngénétique du manganèse des Hautes-Pyrénées. *XX^e Congr. géol. intern. Mexico*. Symposium sobre del manganeso, t. I, p. 173-195.
- (1958). — Observations sur la partie nord-ouest de la feuille de Luchon au 50 000^e. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 56, n^o 255, p. 181-187.
- SITTER L. U. DE (1953 a). — La faille nord-pyrénéenne dans l'Ariège et dans la Haute-Garonne. *Leidse geol. Meded.*, D. XVIII, p. 287-291.
- (1953 b). — Note provisoire sur la géologie primaire des Pyrénées ariégeoises et garonnaises. *Ibid.*, D. XVIII, p. 292-307.

Nouvelle stratigraphie des séries primaires du Nord du Fouta-Djalou (Guinée, Sénégal)

par Michel ARNOULD, Jean-Marc AYMÉ et Raymond GUILLAUME¹.

Sommaire. — Les différents étages ou systèmes suivants ont été mis en évidence : *Infracambrien*, *Cambrien*, *Ordovicien*, *Gothlandien*, *Dévonien*. L'*Infracambrien* repose en discordance majeure sur le socle redressé et comporte à sa base des niveaux à *Stromatolithes* et *Oncolites*. La base du *Cambrien* est marquée par le dépôt de *tillite*, témoin d'un important changement climatique. *Dévonien* et *Gothlandien*, fossilifères, sont connus depuis longtemps. Une équivalence de cette nouvelle échelle avec l'ancienne nomenclature adoptée jusqu'à présent en A. O. F. est également donnée. De profondes modifications cartographiques, dont l'abandon du *Falémien*, en constituent les principales conséquences.

Une récente mission géologique de la Compagnie française des pétroles au Sénégal et en république de Guinée nous a donné l'occasion de mesurer une importante coupe stratigraphique des terrains primaires affleurant dans de bonnes conditions dans la partie septentrionale du massif du Fouta Djallon.

Relevée de Kédougou (Sénégal) à Mali (république de Guinée) et complétée à son sommet dans la région de Labé (république de Guinée), cette coupe peut se résumer ainsi, de haut en bas² :

VII. *Grès dévoniens fossilifères* (pour mémoire) ; non observés par nous, cf. E. de Chérelat [1939].

VI. *Schistes de Téliélé* : silt et schistes à Graptolites gothlandiens découverts par J. H. Sinclair [1918, 1928] ; silt de dolérite..... 150-200 m

V. *Grès de la Sala et de Lélouma* : grès blancs, grossiers, à stratification entrecroisée, en bancs massifs, quartzitiques à la base, ruiniiformes et à patine noire au sommet..... 350-400 m

IV. *Schistes de Mali* : puissante masse subhorizontale formée de silt, siltstones et nombreux silt doléritiques, reposant en concordance sur la série sous-jacente 1 000-1 200 m

III. *Série de Walidiala* : reposant en concordance apparente sur les séries inférieures ; nous avons distingué, à Walidiala même où ils sont bien représentés, les différents termes suivants, de haut en bas :

6. jaspes.....	2-3 m
5. schistes chamois	50 m
4. calcaires dolomitiques à barytine	10 m
3. grès à passées microconglomératiques.....	15 m
2. schistes chamois	55 m
1. tillite ³	35 m
soit un total de	165-170 m

II. *Série de Madina Kouta* : série très épaisse à l'intérieur de laquelle on peut distinguer trois unités reposant en concordance les unes sur les autres :

3. *argilites supérieures* : bancs d'argilites violacées et indurées, avec intercalations grése-argileuses rouges à la base. Oncolites fréquents... 550 m
2. *quartzites de la Kannta* : bancs métriques ou demi-métriques de quartzites roses, à stratification entrecroisée et ripple-marks, passant insensiblement à l'unité supérieure..... 200 m
1. *argilites inférieures* : argilites rouges silto-gréseuses, en bancs décimétriques à métriques, avec à la partie inférieure un banc de calcaire rouge à Stromatolithes. Oncolites à tous les niveaux. Trois silt de dolérite y sont intercalés. 900-1 000 m

Latéralement, vers l'Ouest (Walidiala), la série de Madina Kouta, réduite en épaisseur, passe à des calcaires mauves à Oncolites (*calcaires mauves de Pellèle*), d'environ 150 m de puissance. Ces calcaires reposent directement sur le socle par l'intermédiaire d'un conglomérat et de deux bancs de calcaires conglomératiques à Stromatolithes.

Ailleurs la série repose en concordance apparente sur la *série de Ségou* sous-jacente. Les levers

1. Note présentée par M. Furon à la séance du 9 novembre 1959 et publiée avec l'autorisation de la Compagnie française des pétroles.

2. Pour la commodité de l'exposé, nous avons conservé ici les noms géographiques locaux attribués par nous sur le terrain aux différentes séries observées.

3. Nous entendons par « tillite » un dépôt conglomératique d'origine périglaciaire, qui, dans le cas présent, s'est constitué en milieu marin par fusion de glaces flottantes, banquises ou icebergs. Aucun galet strié n'a été découvert, mais au Soudan de tels galets, en position stratigraphique identique, ne sont pas rares (cf. Bense [1959] ; Zimmermann et Briotet [1958]).

géologiques sommaires que nous avons effectués semblent toutefois montrer l'existence d'une discordance cartographique à la base de la série de Madina Kouta.

1. *Série de Ségou* (Guinée) : grès plus ou moins friables et en bancs minces à la base et au sommet. La partie moyenne, mieux consolidée, forme une corniche, parfois quartzitique. Ripple-marks et stratification entrecroisée..... 600 m

La *série de Ségou*, subhorizontale, repose en discordance majeure sur le Birrimien redressé (socle).

AGE DES DIFFÉRENTES SÉRIES. — Les auteurs considéraient jusqu'à maintenant le Primaire de Guinée comme formé des différents termes suivants : à la base, les « *Grès horizontaux* » (*Ordovicien*), reposant en discordance sur le socle birrimien, soit directement, soit par l'intermédiaire d'un ensemble schisto-gréseux peu plissé, d'âge mal défini et connu sous le nom de *Falémien* ou « *série de la Falémé* ».

Au-dessus de ces *grès horizontaux* venaient les *Schistes à Graptolithes* (*Gothlandien*), puis à nouveau des grès que de rares fossiles permettent de considérer comme dévoniens [Chételat, 1939].

En ce qui concerne plus particulièrement le massif de Mali, et conformément à cette stratigraphie, les mêmes auteurs y voyaient essentiellement une épaisse série schisteuse, attribuée par eux au *Gothlandien*, reposant sur une puissante masse de grès ou quartzites (*Ordovicien*), et recouverte d'une nouvelle assise gréseuse (*Dévonien*). Ce schéma, à la rigueur satisfaisant à l'esprit malgré l'absence de macrofossiles, est, sur le terrain, difficile à paralléliser avec les formations en principe équivalentes datées par Chételat [1939] et Sinclair [1918, 1928] dans la région de Téliélé, ainsi que dans les massifs à l'Ouest de ce chef-lieu de circonscription. Ni les épaisseurs, ni les faciès lithologiques de détails ne sont en effet comparables.

La découverte de la « *tillite* », à la base de notre *série de Walidiala*, sous nos *Schistes de Mali*, nous autorise à présenter une interprétation stratigraphique différente, conforme par ailleurs à celle proposée par M. Zimmermann [Zimmermann et Briotet, 1958] pour des formations contemporaines étudiées par cet auteur au Soudan.

Pour dater nos différentes séries nous ne disposons en fait que de trois éléments certains :

1) nous savons que, au sommet de notre coupe, les *Schistes de Téliélé*, paléontologiquement datés, appartiennent au *Gothlandien* ;

2) la *tillite*, base de notre *série de Walidiala*,

est, assurément, le témoin lithologique d'un important changement climatique ;

3) une discordance majeure sépare notre *série de Ségou* du socle birrimien.

Nantis de ces faits nous proposons les attributions stratigraphiques suivantes :

		Ancienne nomenclature
<i>Schistes de Téliélé</i>	Gothlandien	Gothlandien
<i>Grès de la Sala et de Lélouma</i>	Ordovicien	Dévonien
<i>Schistes de Mali</i>		
<i>Série de Walidiala</i> {	Cambrien	Gothlandien
<i>Série de Madina Kouta</i> {	Infracambrien	Ordovicien
—Discordance ?? —		Falémien
<i>Série de Ségou</i>		
Discordance majeure		
Socle birrimien		

L'adoption de cette échelle entraîne, on le voit, l'abandon du terme « *Falémien* ». Ce dernier n'est d'ailleurs pratiquement plus utilisé par les géologues d'A. O. F., si ce n'est pour désigner les terrains infracambriens lorsqu'ils revêtent un faciès métamorphique et plissé.

Par ailleurs, nous y introduisons l'*Infracambrien*, bien défini par P. Pruvost [1951] après que N. Menchikoff [1949] en ait le premier proposé l'usage. Le récent colloque international du Centre national de la recherche scientifique [C. N. R. S., 1958] en a confirmé la réalité et l'importance.

À propos du Cambrien, il convient de souligner ici que l'existence de ce système avait été depuis longtemps pressentie par R. Furon [1943], d'après les travaux antérieurs de H. Hubert, précisément dans le massif de Mali.

Nous avons, arbitrairement et par commodité, choisi la *tillite*, base de notre *série de Walidiala*, comme limite inférieure du Cambrien, suivant en cela la proposition récente de M^{me} G. Termier [C. N. R. S., p. 22]. Mais il est vraisemblable que la limite sédimentologique se situe sensiblement plus bas, à la base de la *série de Madina Kouta*.

Une autre question importante reste également à résoudre : comment expliquer, sinon par une érosion intense antérieure au dépôt de la *série de Walidiala*, la rapide diminution d'épaisseur, puis la disparition en quelques kilomètres des épaisses séries infracambriennes, puisque immédiatement à l'W de Walidiala, comme au N, le Cambrien (*série de Walidiala et Schistes de Mali*) repose directement sur le socle.

Quoi qu'il en soit, la stratigraphie que nous avons établie dans la région de Mali peut être appliquée à l'ensemble du Paléozoïque guinéen. Elle entraînera de profondes modifications car-

tographiques. C'est ainsi, par exemple, que les schistes azoïques, considérés comme gothlandiens par les auteurs de la carte géologique au 500 000^e Kindia-Est, sont en fait cambriens. Les grès qui les surmontent ne sont par conséquent plus dévoniens, mais bien ordoviciens. En se déplaçant vers l'Ouest et le Sud-Ouest, on trouve alors sur cet Ordovicien, les Schistes à Graptolithes gothlandiens, puis les grès fossilifères dévoniens [cf. Sinclair, 1918, 1928 ; Chételat, 1939].

Quant aux séries gréseuses de base (« grès horizontaux ») de la feuille Dakar-Est au 1 000 000^e,

nous avons montré plus haut qu'elles comprennent d'importants niveaux d'argilites et qu'il convient de les considérer comme infracambriennes.

Les résultats auxquels nous sommes parvenus sont en accord avec la stratigraphie établie à la suite des travaux de terrain effectués au Soudan, soit par la Société africaine des pétroles (M. Zimmermann) dans la région de Kayes, soit par la Société des pétroles du Sénégal (M. Liouville et J. Spence) le long de la falaise de la Tambaoura jusqu'à Kéniéba.

Bibliographie.

- BENSE C. (1959). — La série stratigraphique de la région de Kiffa (Mauritanie orientale). Dakar, Serv. Géol. et Prosp. min. Rapport inédit.
- CHÉTELAT E. DE (1939). — Sur l'existence du Dévonien inférieur en Guinée française. *C. R. Ac. Sc.*, t. 209, p. 446-447.
- C. N. R. S. (1958). — Les relations entre Précambrien et Cambrien. Problème des séries intermédiaires. Colloque intern. C. N. R. S., n° LXXVI.
- FURON R. (1943). — Géologie de la Guinée française. *Publ. Bur. Ét. géol. et min. coloniales*, n° 19.
- MENCHIKOFF N. (1949). — Quelques traits de l'histoire du Sahara occidental. Livre jubilaire Ch. Jacob.
- Ann. Hébert et Haug, t. VII, p. 309, note infra-pag. 1.
- PRUVOST P. (1951). — L'Infracambrien. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. LX, fasc. 1, p. 43-55.
- SINCLAIR J. H. (1918). — Sur l'âge des grès de la Guinée française. *C. R. Ac. Sc.*, t. 166, p. 417-418.
- (1928). — Discovery of Silurian fossils in french Guinea. *Journ. Geol.*, vol. 36, p. 475-478, 1 fig.
- ZIMMERMANN M. et BRIOTET H. (1958). — Rapport géologique sur la région de Kayes, Kiffa, Moudjeria. Bordure sud-ouest du bassin paléozoïque de Taoudéni. Dakar, Soc. afric. pétroles, arch. inédites.

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications.



BULLETIN SIGNALÉTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL

SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE

TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

1^{re} partie : Mathématiques, Astronomie, Physique, Chimie, Science de l'Ingénieur, Sciences de la Terre.

Taux d'abonnement : France, 120 NF. — Étranger, 150 NF.

Abonnement et Vente au Centre de Documentation du C. N. R. S., 16, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.



LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL

L'ensemble du lexique comprendra 14000 p. environ et sera divisé en 6 vol. : Europe, U. R. S. S., Asie, Afrique, Amérique latine, Océanie.

Souscription ouverte au Service des Publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e



ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

Taux d'abonnement : 30 NF.

Abonnement et Vente au Service des publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.



NOTES BIOSPÉOLOGIQUES

2 FASCICULES PAR AN

Taux d'abonnement : France, 7 NF. — Étranger, 10 NF.



GROUPE FRANÇAIS DES ARGILES

Comptes rendus annuels des réunions d'études, t. X (1958) 10 NF.

Vente au Service des publications du C. N. R. S.

TABLE DES MATIÈRES

TOME I, N° 6

	Pages
J. Bourcart, Y. Le Calvez et M. Siffre. — Du nouveau sur l'âge des tufs volcaniques du Pays niçois (3 fig.).....	551
M.-J. Graindor. — Granites et synclinaux paléozoïques entre Alençon et Mayenne (3 fig.).....	555
M. Matschinski. — De la « périodicité » des glaciations (1 fig.).....	567
J. Goguel. — Le rôle de la pression fluide dans les déformation tectoniques.....	571
M. Gottis. — Déformations tardives du synclinal de Pompignan — Saint-Martin-de-Londres et antécédence du réseau hydrographique (feuille du Vigan au 80 000*) (2 fig.)	574
J. Aubouin. — Granuloclasement vertical (graded bedding) et figures de courants (current marks) dans les calcaires purs : les brèches de flanc des sillons géosynclinaux (2 fig.).....	578
D. Bugnicourt, F. Dalbiez et Ph. Dufaure. — Contribution à l'étude du Paléozoïque nord-aquitain (1 fig.).....	583
J. Sagatzky. — Contribution à l'étude géologique de l'île Espiritu Santo (Nouvelles-Hébrides). 2. Roches volcaniques.....	588
J. Goguel. — Une klippe de Crétacé inférieur dans l'Oligocène du bassin de Forcalquier (3 fig.).....	594
J.-J. Blanc. — Faciès de l'Aptien et de l'Albien dans les Baronnies (1 fig.).....	598
R. Giraudon. — Les roches ultrabasiques de la région de Tamatave. Mode de gisement, origine et minéralisation.....	608
P. Chauve. — Le Tertiaire du bief des Lavaux (près de Pontarlier) et ses relations avec la tectonique du Jura.....	611
J. Tricart. — Étude granulométrique de la fraction sableuse des alluvions de la crue de juin 1957 sur le Guil (Hautes-Alpes) (2 fig.).....	614
H. Pélissonnier. — Dolomitisation de la série dévono-dinantienne dans les Pyrénées de la Haute-Garonne et de l'Ariège (1 fig.).....	625
M. Arnould, J.-M. Aymé et R. Guillaume. — Nouvelle stratigraphie des séries primaires du Nord du Fouta-Djalon (Guinée, Sénégal) (1 fig.).....	631

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.